



Estimation de l'épaisseur d'alluvions quaternaires dans la cuvette grenobloise par inversion des anomalies gravimétriques.

Michel Vallon

► To cite this version:

Michel Vallon. Estimation de l'épaisseur d'alluvions quaternaires dans la cuvette grenobloise par inversion des anomalies gravimétriques.. 2014. insu-01060584

HAL Id: insu-01060584

<https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-01060584>

Submitted on 4 Sep 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Université Joseph Fourier
&
Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement du
C.N.R.S.

***Estimation de l'épaisseur d'alluvions quaternaires
dans la cuvette grenobloise
par inversion des anomalies gravimétriques.***

par Michel VALLON

professeur à l'Université Joseph Fourier

Sommaire

<i>Introduction.</i>	<i>page 2</i>
<i>Matériel utilisé, précision des mesures et des réductions.</i>	<i>page 6</i>
<i>Densité des stations gravimétriques et définition de l'anomalie.</i>	<i>page 6</i>
<i>Densité des formations géologiques.</i>	<i>page 12</i>
<i>Anomalie régionale.</i>	<i>page 18</i>
<i>Anomalie gravimétrique attribuable au remplissage alluvial.</i>	<i>page 25</i>
<i>Inversion de l'anomalie résiduelle : épaisseur des alluvions lacustres et fluviales.</i>	<i>page 27</i>
<i>Epilogue</i>	<i>page 36</i>
<i>Annexe</i>	<i>page 37</i>

Rapport final du contrat n° entre
Centre National de la Recherche Scientifique
et
Institut de Protection et Sécurité Nucléaire

Estimation de l'épaisseur d'alluvions quaternaires dans la cuvette grenobloise par inversion des anomalies gravimétriques.

Michel VALLON

Université Joseph Fourier

&

Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement du C.N.R.S.

Introduction

En décembre 1981 et janvier 1982 Louis Reynaud et Michel Vallon, enseignants à l'Université Scientifique et médicale de Grenoble, réalisèrent une campagne de mesures gravimétriques dans la région grenobloise (fig n°1). Les 149 stations établies à cette occasion sont pratiquement toutes situées sur les formations quaternaires. La carte de l'anomalie de Bouguer que l'on peut déduire de ces mesures (cf. les mémoires de maîtrise de Françoise Bonnafé et de Xavier Janson ¹), carte reproduite par Benoît Lebrun dans sa thèse ² reflète, entre autres, les variations d'épaisseur des alluvions dans la région mais ne permet pas d'estimer de manière satisfaisante ces épaisseurs. En effet seules deux stations gravimétriques localisées sur le substratum mésozoïque permettent d'estimer la valeur absolue de l'anomalie gravimétrique créée par le remplissage alluvial. Ces stations sont malheureusement trop proches l'une de l'autre (toutes deux au pied de la montagne de La Bastille) pour permettre d'estimer les gradients régionaux de l'anomalie de Bouguer. Or ceux-ci sont très importants, de l'ordre de 1 milligal par kilomètre si

¹ Françoise BONNAFE et Xavier JANSON, 1995. *Etude gravimétrique de l'agglomération grenobloise: exploitation d'une campagne de mesures gravimétriques. Mémoires de maîtrise de géologie soutenus le 15 mai 1995, Université Joseph Fourier, tapuscrits inédits.*

² LE BRUN B., 1997. *Les effets de site : étude expérimentale et simulation de trois configurations. Thèse U.J.F soutenue le 27 novembre 1997, 208 pages.*

Figure 1a :
Stations gravimétriques de la
campagne 1981-1982.

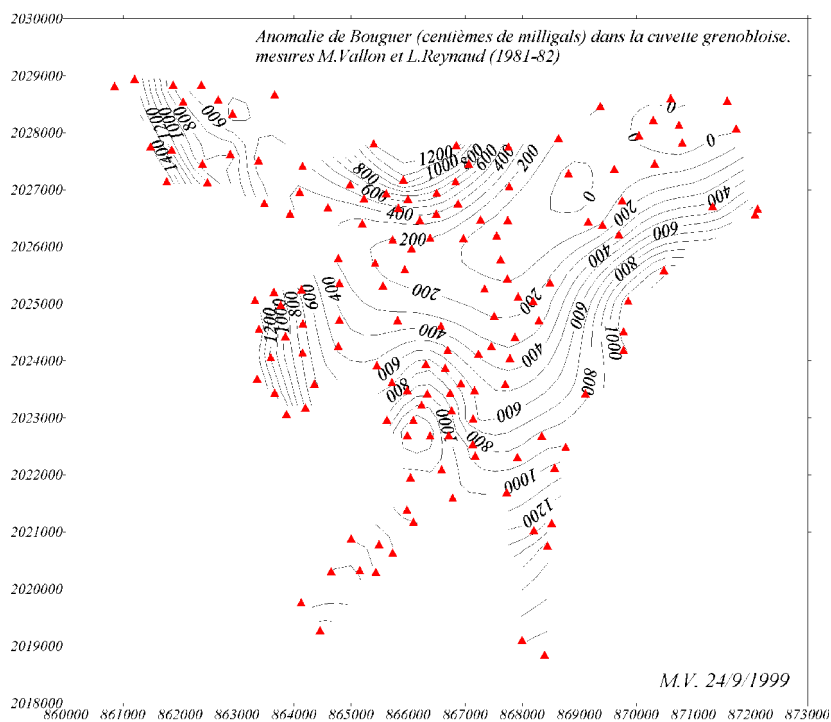
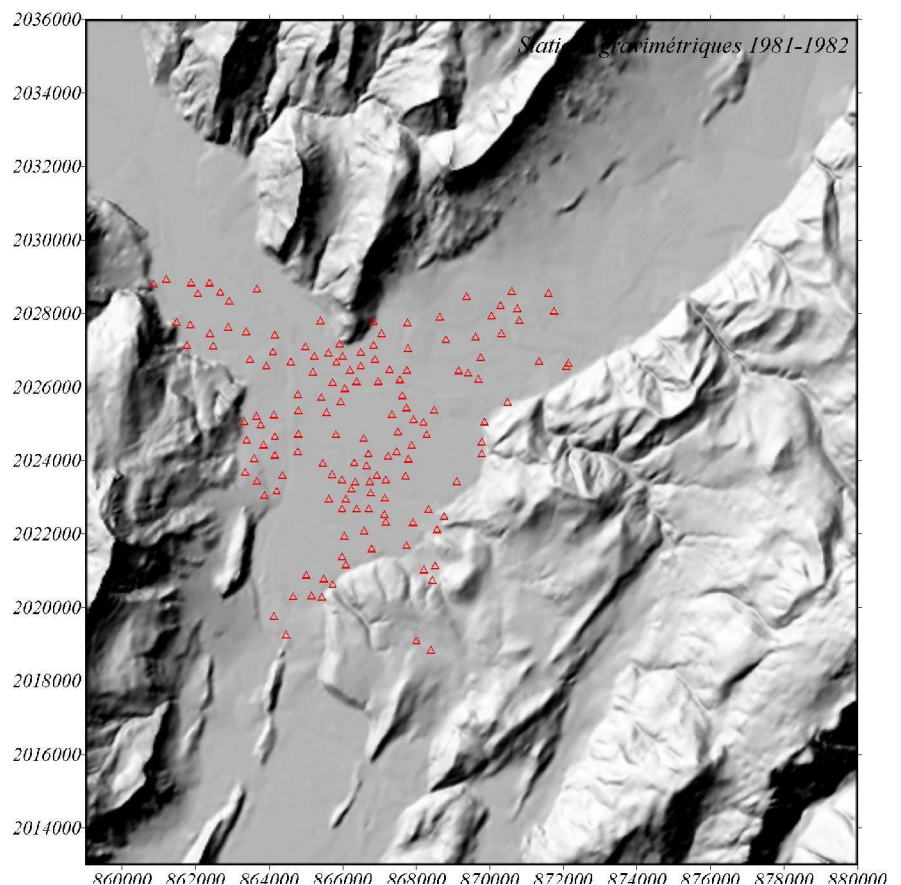


Figure 1b :
Anomalie de Bouguer (en
centièmes de milligals)
dans la cuvette grenobloise
pour un relief de densité
2,70. La conversion
“brutale” de ces anomalies
en épaisseur (modèle 1 D,
anomalie régi-
onale “à la louche”)
conduit aux cartes publiées
par Françoise Bonnafé,
Xavier Janson et Benoît Le
Brun (op. cités).

l'on en croit les mesures compilées par Suzanne Coron³. Par ailleurs ces deux⁴ stations, se trouvant en bordure immédiate de la plaine alluviale, à moins de un kilomètre de la région où le remplissage alluvial semble le plus épais (de l'ordre de 800 m), sont de fort mauvaises références car l'anomalie gravimétrique due au remplissage quaternaire y est très forte⁵.

La campagne conduite de 1997 à 1999 à la demande de l'I.P.S.N. avait pour but de :

a - préciser l'anomalie gravimétrique dans les zones mal couvertes par les mesures de 1981-82, en particulier au niveau de la cluse de l'Isère, au voisinage de l'Institut Laue-Langevin, région dont le paléorelief d'érosion glaciaire intéresse particulièrement l'I.P.S.N.;

b - étudier la région de Biviers-Domène-Meylan-Gières où de nombreuses données de sismique réflexion permettent une estimation indépendante des épaisseurs d'alluvions ;

c - couvrir largement les contreforts de la Chartreuse, du Vercors et de Belledonne afin de disposer d'une carte de l'anomalie de Bouguer "régionale" permettant d'estimer la valeur absolue de l'anomalie gravimétrique liée au remplissage quaternaire et apprécier, au mieux, la densité des formations sédimentaires mésozoïques.

A la suite des campagnes de mesures réalisées entre 1997 et 1999 nous disposons actuellement des valeurs de g en 419 points : 149 stations établies en 1981-82 et 270 stations nouvelles. Les nouvelles stations se répartissant en 167 stations situées sur du Quaternaire d'épaisseur inconnue et 103 stations situées, si ce n'est sur des affleurements mésozoïques, du moins en des points

³ CORON S., 1959. Grandes variations de pesanteur dans la région des Alpes occidentales. Cr. Ac. Sci. Paris tome 248, n° 22, pages 3.193-3.195 (séance du 1 juin 1959).

⁴ La carte gravimétrique de la France à l'échelle 10⁻⁶ publiée par le B.R.G.M. en 1975 (carte jamais rééditée et actuellement épuisée) reproduit la carte de Suzanne Coron de 1959 pour la plus grande partie des Alpes, en particulier pour la région grenobloise.

⁵ Les six autres stations introduites par F. Bonnaffé & X. Janson sont situées sur du quaternaire potentiellement épais ; elles ne sont justifiées que par le désir de ces jeunes gens, compréhensible et excusable dans le cadre d'un mémoire de maîtrise, d'aboutir à tout prix à des conclusions quantitatives.

⁶ Les conséquences d'une mauvaise estimation de l'anomalie régionale sont considérables : les cartes de F. Bonnaffé & X. Janson indiquent par exemple 1.000 m d'épaisseur sous le Domaine Universitaire de Saint Martin d'Hères et 600 m d'épaisseur maximale au niveau de la cluse de l'Isère; nous verrons plus bas qu'une estimation plus soignée de l'anomalie régionale conduit à 800 m sous le Domaine Universitaire et plus de 1.000 m dans la cluse de l'Isère. Les différences ne sont pas minces et l'allure générale de la topographie est elle-même affectée : entre autres la prétendue contre pente disparaît.

où le recouvrement quaternaire ne dépasse pas quelques mètres, au maximum quelques dizaines de mètres (i.e. ne pouvant être responsable que d'une anomalie gravimétrique de quelques dixièmes de milligals).

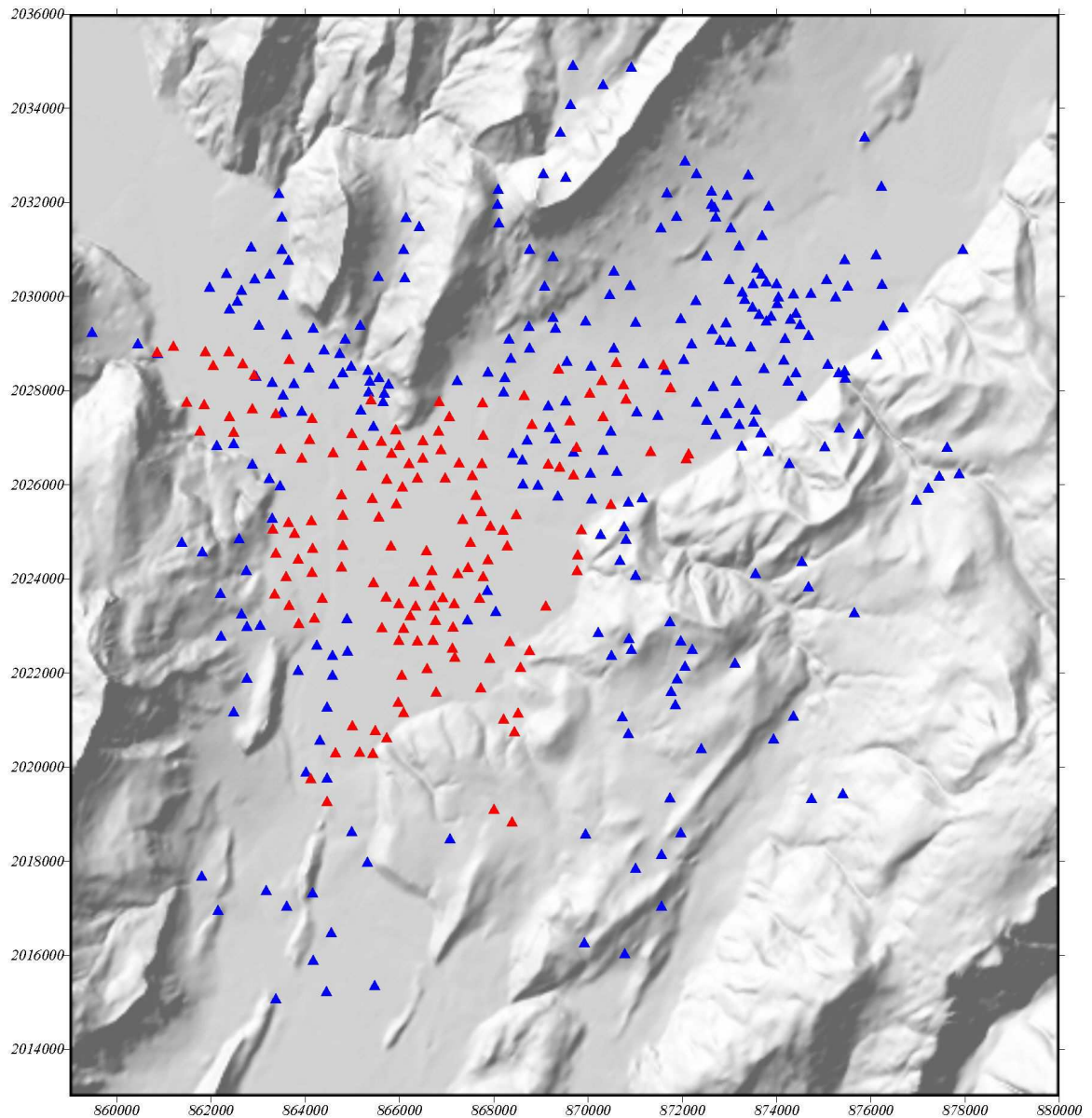


Figure n° 2 : Mesures de pesanteur dans la région grenobloise.

Triangles rouges : campagne 1981-1982 (149 stations par M.Vallon & L.Reynaud) ;

triangles bleus : campagnes de 1997 à 1999 (270 stations par M.Vallon)

Système de projection : Lambert II.

Matériel utilisé, précision des mesures et des réductions.

La campagne de mesures de 1981-82 a été réalisée avec un gravimètre de marque North American, type "A.G.I.", celles de 1997 à 1999 avec un gravimètre de marque Sodin, modèle "Prospector 100". Les deux gravimètres ont été étalonnés sur la même base et une dizaine de stations établies en 1981-82 ont été réoccupées en 1997-99 afin de confirmer l'inter calibration des deux instruments.

La précision et l'homogénéité des mesures sur l'ensemble des 419 stations est de l'ordre de $\pm 0,05$ milligal ; après réalisation des réductions indépendantes de la densité (latitude et air libre) la précision sur l'anomalie dite "à l'air libre" tombe à environ $\pm 0,1$ milligal.

Mais, compte tenu de l'importance de la correction topographique pour les stations de la plaine (de 5 à 20 milligals pour le relief dans un rayon de 70 km), de plateau et topographique pour les stations situées sur le relief (de 20 à 100 milligals) une incertitude de 1 ou 2% sur la densité du relief peut introduire une incertitude de l'ordre de 0,1 à 0,4 milligal sur les valeurs relatives de l'anomalie de Bouguer des stations gravimétriques situées dans la plaine, de 0,5 à 2 milligals sur celle des stations d'altitude.

Densité des stations gravimétriques et définition de l'anomalie.

Les 419 stations gravimétriques couvrent une surface d'environ 240 km² soit une densité moyenne de l'ordre de 1,75 stations au km². Mais, sur le domaine couvert par nos observations, la densité des stations varie beaucoup d'une région l'autre, de 7 ou 8 stations.km⁻² dans certaines zones de la plaine (moyenne pour la plaine : 4,72 stations.km⁻²) à 0,2 ou 0,3 station.km⁻² pour des zones situées sur le relief environnant (moyenne pour le relief : 0,60 station.km⁻²). La définition de la carte de l'anomalie de Bouguer est donc très variable d'un point l'autre. L'application du théorème de Shannon peut nous permettre d'estimer l'ordre de grandeur des longueurs d'onde minimales pouvant être détectées et le pas de grille raisonnablement utilisable pour interpoler nos données. Bien que notre échantillonnage ne soit pas réalisé aux noeuds d'une grille carrée nous utiliserons la formule correspondant à ce cas de figure pour obtenir les ordres de grandeur qui nous intéressent.

Si λ_{mini} est la plus courte longueur d'onde présente, X^2 la surface de la zone étudiée (à priori carrée) il est nécessaire de faire, afin d'éviter tout repliement, au moins N observations aux noeuds d'une maille carrée avec $N = \pi \cdot X^2 / \lambda_{\text{mini}}^2$.

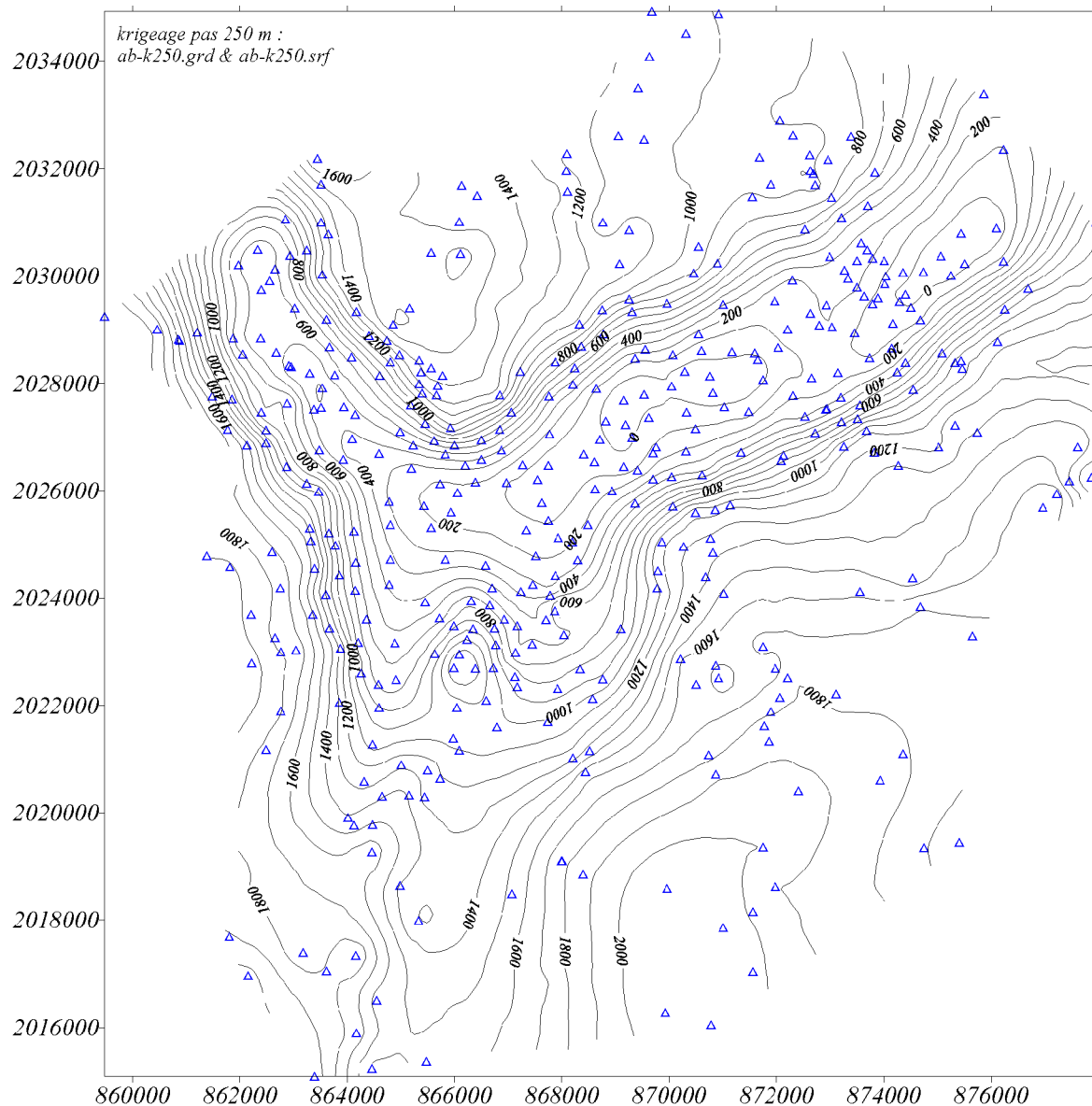


Figure n°3 : Carte de l'anomalie de Bouguer calculée pour une densité du relief de 2,70.
Stations de mesure (triangles) et contours (tous les milligals, graduations en centièmes de milligals)

Pour les 316 stations de la plaine alluviale (67 km²) on a $\lambda_{\text{mini}} \approx 816$ m ;
pour les 103 stations réparties sur quelque 170 km² des contreforts de la

Chartreuse, du Vercors et des collines bordières de Belledonne $\lambda_{\text{mini}} \approx 2.280 \text{ m}$. Ne voyant pas apparaître, sur la carte de l'anomalie de Bouguer (cf. figure 3) de détails dont la longueur d'onde est inférieure au kilomètre dans les régions où la densité des points est la plus forte, de l'ordre de $7 \text{ stations.km}^{-2}$ soit $\lambda_{\text{mini}} \approx 660 \text{ m}$, nous pensons que la représentation de l'anomalie de Bouguer dans la plaine est à peu près correcte (spectre très vraisemblablement non replié). Par contre dans le domaine des collines il serait peut-être imprudent de tenter d'interpréter certains "détails" de l'anomalie de Bouguer. Cette analyse intuitive de la figure 3 peut être confirmée par les résultats d'analyses plus objectives (sic!) comme celle reproduite figure 4 où le corrélogramme de la carte de l'anomalie de Bouguer montre un coefficient de corrélation supérieur à 0,90 dans un rayon de l'ordre de 800 m^6 et s'annule à une distance minimale de l'ordre de 4 km^7 . Le périodogramme de la même anomalie (figure 5) montre une diminution très rapide de l'amplitude au delà du nombre d'onde 2 (premier harmonique, $\lambda \approx 10 \text{ km}$), une amplitude nulle au delà des nombres d'onde 4 ou 5 ($3^{\text{ème}}$ ou $4^{\text{ème}}$ harmoniques, $\lambda \approx 5$ ou 4 km). La symétrie imparfaite du périodogramme de la figure 5 est probablement un artefact de calcul lié à la présence de très grandes longueurs d'onde dans l'anomalie de Bouguer, supérieures à la taille de la région étudiée, à savoir 20 km dans la direction nord-sud, 19 km dans la direction est-ouest.

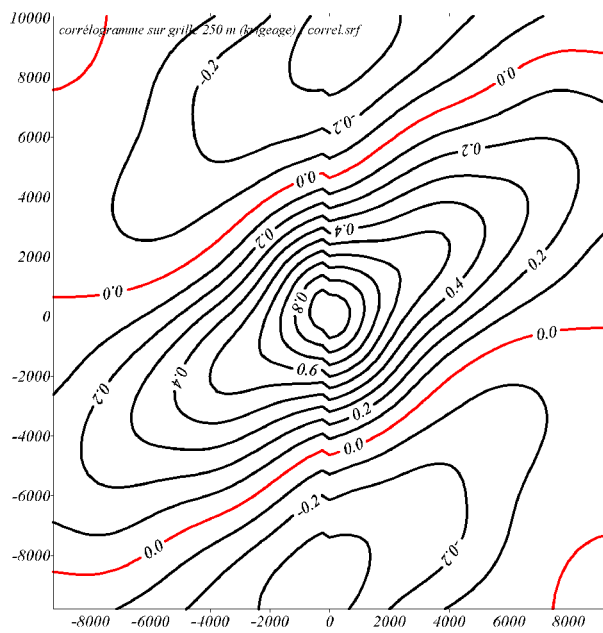


Figure n° 4 Corrélogramme de la figure n° 3.

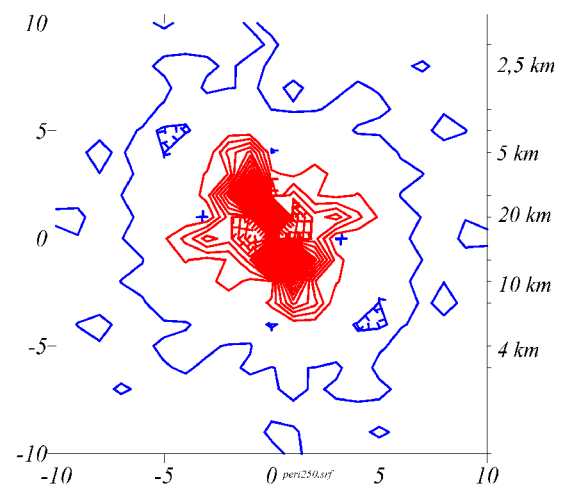


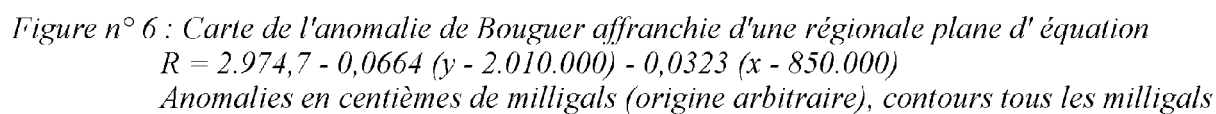
Figure n° 5 : Périodogramme de la figure n° 3 (calculé sur grille 250 m) ; contour bleu à 5.000, contours rouges au pas de 100.000, de 100.000 à 5.500.000)

Nombres d'ondes (échelles gauche et bas) et longueurs d'ondes correspondantes (à droite)

6 Soit $\lambda / 4 \gg 800 \text{ m}$, $\lambda \gg 3 \text{ km}$.

7 Ce qui correspondrait à $\lambda / 4 \approx 4 \text{ km}$ soit $\lambda \approx 16 \text{ km}$.

$$R = 2.974,7 - 0,0664 (y_{II} - 2.010.000) - 0,0323 (x_{II} - 850.000)$$
où R est l'anomalie régionale en centièmes de milligals, x_{II} et y_{II} les coordonnées Lambert II en mètres. La figure 6a représente l'anomalie de Bouguer affranchie de cette régionale, son périodogramme (figures 7a & 7b), plus symétrique que le précédent, montre que pour $\lambda \approx 3,3$ km (nombre d'onde $n \approx 7$, 6^{ème} harmonique) l'amplitude de l'anomalie de Bouguer est inférieure ou égale à 0,1 milligal, soit la précision des mesures.



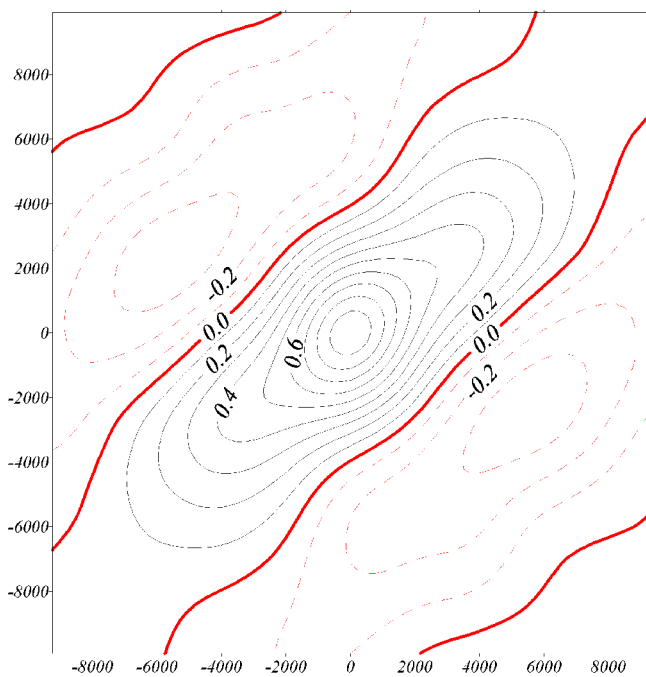


Figure 6b : Correlogramme de l'anomalie de Bouguer de la figure 6a.

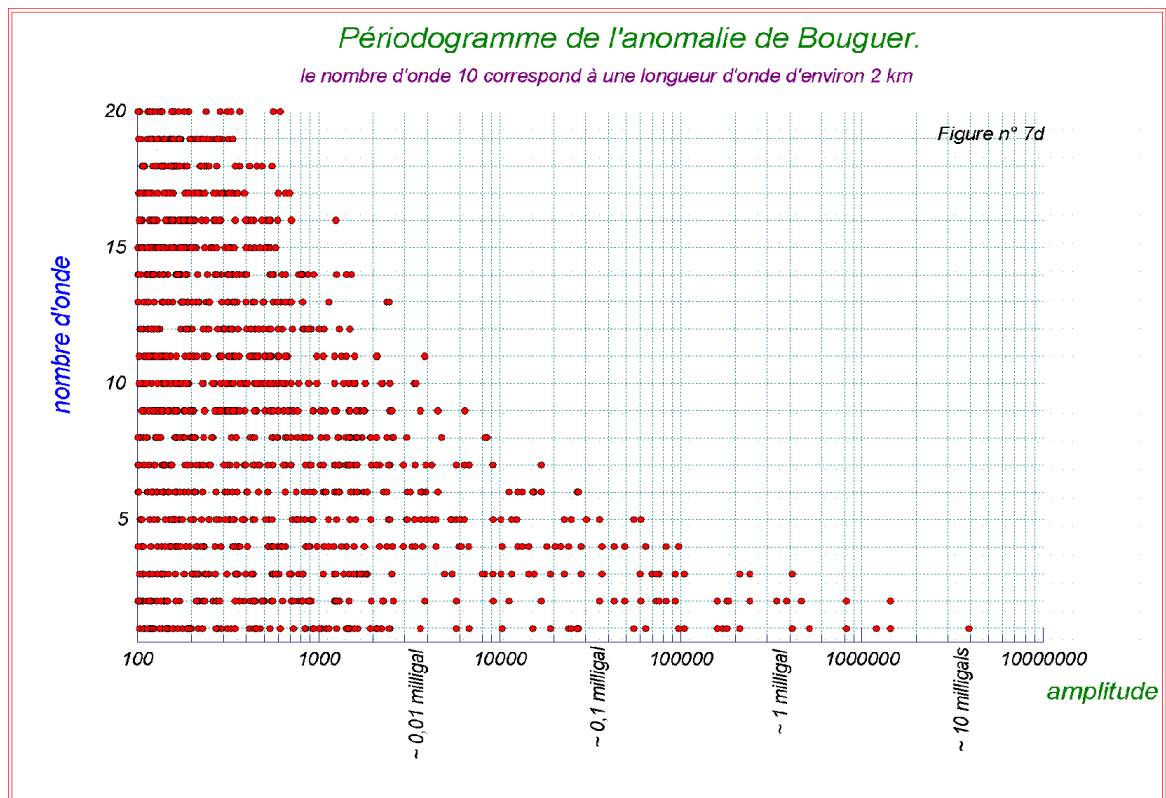


Figure 7a : Périodogramme (projection 1D) de l'anomalie de Bouguer affranchie d'une régionale plane. Dans la plaine la densité des stations correspond à une longueur d'onde de Nyquist de 800 m (nombre d'onde 30) ; sur le relief la longueur d'onde de Nyquist est de 2,3 km soit un nombre d'onde de 9.

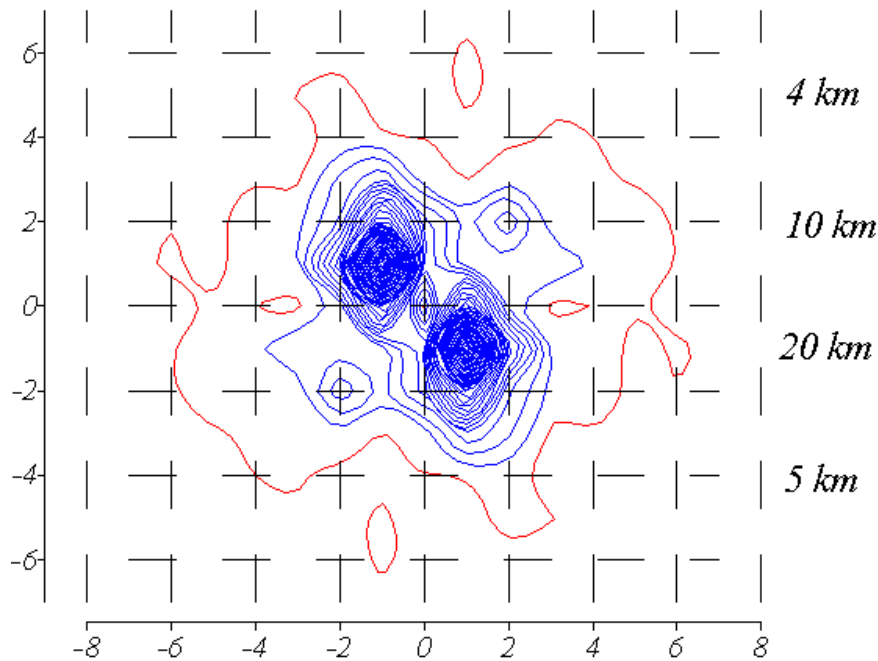


Figure n° 7b : Périodogramme (2D) de l'anomalie de Bouguer affranchie d'une régionale plane (cf. figure 6). Contours à 20.000 (rouge) puis, de 100.000 à 3.800.000 (équidistance 100.000), bleu.

Nous pouvons donc avancer que la densité moyenne des observations donne une idée fidèle de l'anomalie de Bouguer dans la région étudiée ⁸.

Un réseau de mesures plus dense ne serait justifié que si, par une meilleure précision des observations et de leur réduction, on espérait atteindre une précision de l'ordre de $\pm 0,01$ milligal.

Avec des coefficients de sur-échantillonnage de l'ordre de 4 dans la plaine et de 1,5 sur les contreforts des massifs montagneux nous pensons que les cartes de l'anomalie de Bouguer proposées ici ne renferment que peu d'artefacts et donnent une image fidèle des anomalies gravimétriques dans la région, au seuil de précision avancé plus haut, à savoir environ 0,5 milligal dans la plaine et 1 milligal sur le relief.

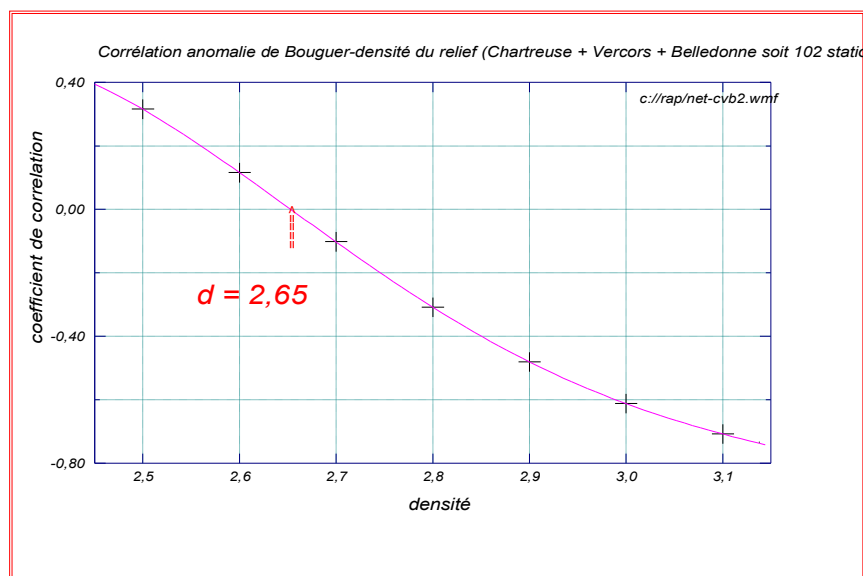
⁸ Ouf, la mathématique a le bon goût d'être en accord avec notre intuition !

Densité des formations géologiques

En l'absence de forages permettant d'obtenir des profils continus de densité à travers les formations jurassiques de la région, que ce soit par pesée des carottes ou par "absorption" gamma, la meilleure technique pour estimer la valeur de densité devant intervenir dans la réduction des observations consiste à utiliser les observations gravimétriques elles-mêmes. Si on peut attribuer la paternité de l'idée à Pierre Bouguer (1698-1758) et si Airy en 1854 puis Hayford en 1909 déduisirent effectivement la densité de formations géologiques de mesures pendulaires, c'est à L.L. Nettleton⁹ que l'on doit la présentation la plus claire du principe que nous allons utiliser, principe que l'on peut énoncer : "si l'orographie est indépendante de la densité des formations géologiques la meilleure estimation de la densité du relief est celle qui conduit à une anomalie de Bouguer ne montrant aucune corrélation avec la topographie". Bien que l'hypothèse de départ soit géologiquement scandaleuse cette méthode a prouvé son efficacité et nous l'utiliserons, adoptant pour la réduction de nos mesures la valeur de densité pour laquelle il n'existe aucune corrélation entre anomalie de Bouguer et altitude.

On a représenté sur la figure n° 8 le coefficient de corrélation entre l'anomalie de Bouguer observée aux 102 stations situées sur les formations mésozoïques des contreforts de la Chartreuse, du Vercors et de Belledonne et leur altitude pour différentes valeurs de densité. Le coefficient de corrélation s'annule

Figure n° 8



pour $d = 2,65$ cette valeur pourrait être considérée comme la meilleure estimation

⁹ NETTLETON, L. L., 1939. Determination of density for reduction of gravimeter observations. Geophysics 4 (3), p.176-183.

de la densité du relief. Mais on doit se souvenir que l'anomalie de Bouguer est aussi fonction de la position géographique (latitude et longitude, ici x et y Lambert II). Comme l'altitude montre une corrélation avec x et y , pour éliminer l'influence de la localisation des stations une régression pas à pas serait a priori meilleure pour estimer les relations entre l'anomalie de Bouguer, x , y et z . Dans ce cas (figure n° 9) la variable pertinente est le coefficient de la régression linéaire de l'anomalie de Bouguer en z .

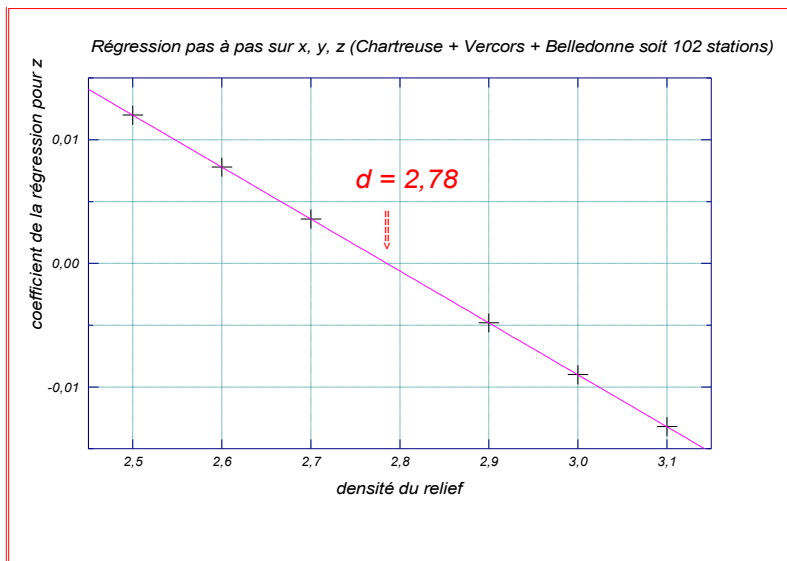


Figure n° 9

Cette analyse conduit à proposer une densité moyenne de 2,78 pour l'ensemble des sédiments jurassiques, valeur de densité pour laquelle il n'existe aucune corrélation entre anomalie de Bouguer et altitude des stations. Les résultats de ces deux analyses paraîtront quelque peu surprenants : une analyse assez naïve (coefficient de corrélation) conduit à une valeur de densité qui paraît tout à fait acceptable car très proche de la densité moyenne de la croûte terrestre selon les meilleurs auteurs, une analyse un peu plus raffinée, qui devrait, a priori, mieux tenir compte de la complexité du problème conduit à une valeur plus surprenante, proche de la limite supérieure des valeurs de densité publiées pour de petits échantillons (carottes) de calcaires et marnes.

Les deux valeurs ci-dessus diffèrent d'environ 5% et, même si la régression pas à pas est, d'un pur point de vue statistique, plus satisfaisante ce n'est en aucun cas une garantie de meilleure efficacité à répondre à la question posée. Nous sommes donc tentés d'adopter, comme meilleure estimation de la densité, la moyenne des deux valeurs soit $2,71 \pm 0,05$ ¹⁰.

Mais on peut ici remarquer que la région étudiée est vaste (environ 240

¹⁰ Rappelons que la densité du carbonate de calcium est de 2,71.

km²), géologiquement fort hétérogène, que la lithologie en profondeur, partant l'anomalie gravimétrique, est certainement très différente au Sappey en Chartreuse et à Uriage les Bains. Il serait donc peut-être plus raisonnable d'examiner séparément les données correspondants aux différents massifs pour déduire, des stations de Chartreuse la densité des formations du Malm et de celles des collines bordières de Belledonne, la densité des calcaires argileux du Lias et du Dogger.

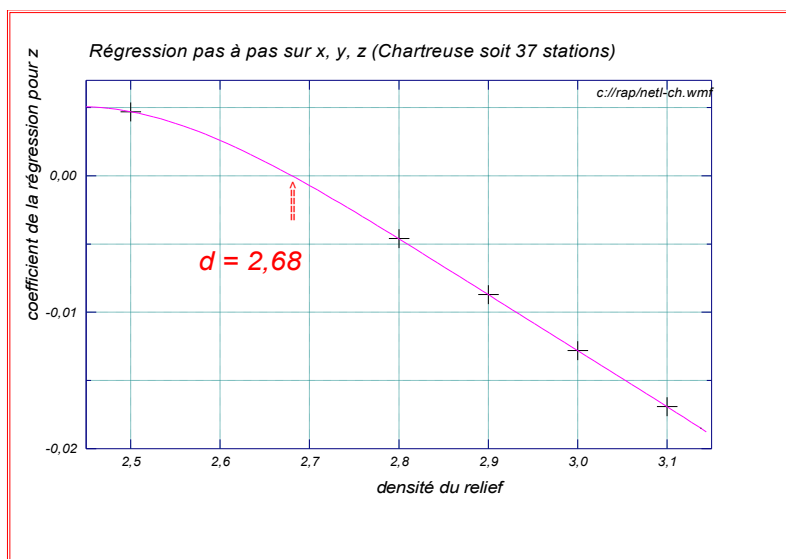


Figure n° 10

Les résultats sont reproduits sur les figures 10 & 11 pour la Chartreuse (37 stations gravimétriques), figures 12 & 13 pour les collines bordières de Belledonne (49 stations). Il n'y a pas beaucoup de stations gravimétriques sur les contreforts du Vercors (17 stations), leur répartition altitudinale est peu satisfaisant ; les résultats étant comparables à ceux obtenus à partir des stations de Chartreuse nous ne nous attarderons donc pas sur leur analyse statistique. Les deux méthodes utilisées précédemment donnent respectivement 2,68 et 2,70 pour les formations du Jurassique supérieur de Chartreuse, 2,83 et 2,93 pour le jurassique inférieur et moyen de Belledonne. Remarquons que chacune des deux méthodes est capable de donner indifféremment la plus forte ou la plus faible valeur de densité Si les résultats pour la Chartreuse sont particulièrement satisfaisants (différence entre les deux méthodes de 0,7% soit une meilleure estimation de la densité de $2,69 \pm 0,01$), les valeurs de densité

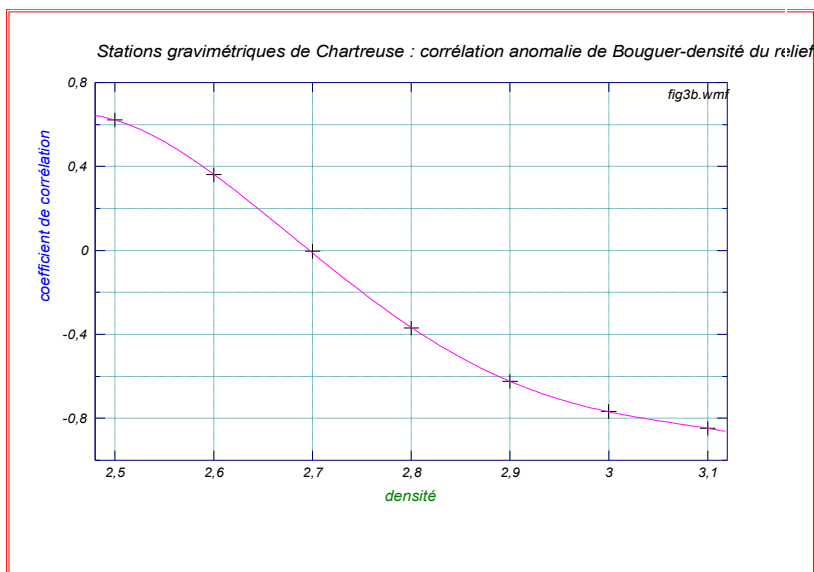


Figure 11

pour le Lias et le Dogger semblent pour le moins un peu forte, une

densité de $2,88 \pm 0,04$ serait plutôt attendue pour des roches éruptives basiques (les gabbros de Belledonne!) La différence importante entre les résultats de deux analyses statistiques suggère une mauvaise prise en compte de l'anomalie régionale par les régressions linéaires.

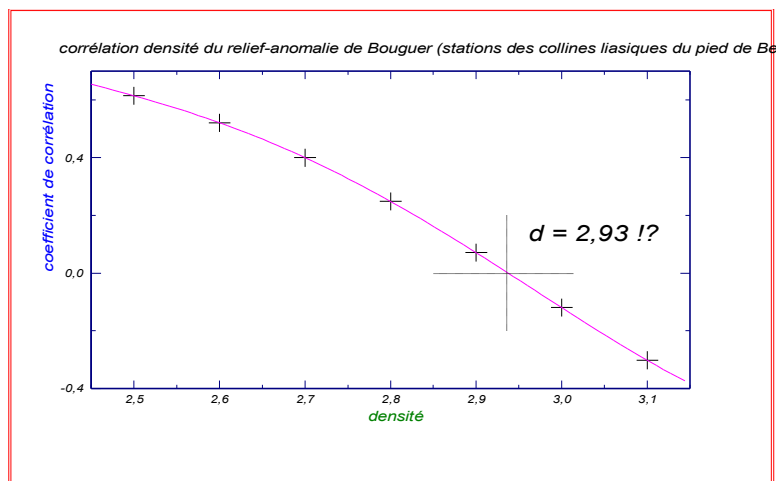


Figure n° 12

La région des “collines liasiques” étant fort étendue (18 km de Revel à Montchaboud) et le substratum géologique pouvant être fort différent d’une extrémité à l’autre nous l’avons découpée en deux, la limite passant par la vallée du Sonnant. L’origine des valeurs excessives de densité semble provenir de la partie nord-est (Revel-Venon-Saint Martin d’Uriage), la région sud-ouest (Le Mûrier-Herbeys-Montchaboud) fournissant des valeurs plus “classiques”

pour des roches
sédimentaires.

Figure n° 13

La moyenne
des résultats des
analyses statistiques
faisant abstraction
des observations
faites sur le domaine
Revel-Venon-Saint
Martin d'Uriage (en
gras sur le tableau

récapitulatif ci-dessous) est de $2,69 \pm 0,02$ ¹¹. Nous arrondirons, sans état
d'âme, cette valeur à 2,70 afin de ne pas suggérer une précision qui serait
quelque peu illusoire.

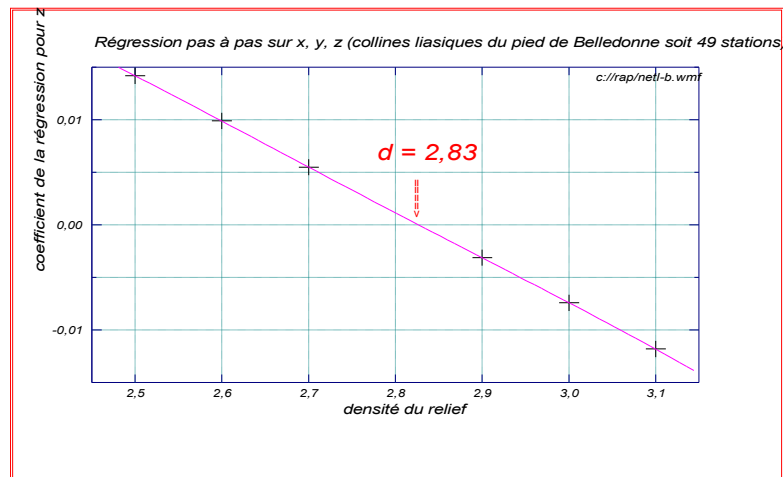


Tableau récapitulatif

massif montagneux	corrélation	régression pas à pas	moyenne
tous (102 points)	2,65	2,78	$2,71 \pm 0,05$
Chartreuse (37 points)	2,70	2,68	$2,69 \pm 0,01$
Vercors (17 points)	2,71	2,66	$2,68 \pm 0,02$
Collines bordières (49 points)	2,93	2,83	$2,88 \pm 0,04$
Lias Est (21 points)	3,02	2,83	$2,92 \pm 0,08$
Lias Ouest (28 points)	2,66	2,75	$2,70 \pm 0,04$
Moyenne	$2,78 \pm 0,07$	$2,75 \pm 0,03$	

Densité adoptée pour la réduction des mesures : 2,70

Si l'on admet que les valeurs importantes de densité que donnent les
observations faites dans la région située au nord-est du Sonnant d'Uriage sont
attribuables à la présence de roches plus denses en profondeur, l'ensemble des
résultats suggère que la gravimétrie ne permet pas de mettre en évidence de
variation significative de densité dans les calcaires, plus ou moins argileux
suivant les époques, du Lias, du Dogger et du Malm, les densités que l'on peut

¹¹ Cette valeur de 2,69 est tout à fait raisonnable pour des calcaires si l'on en croit la compilation
extensive de Josef Maxant (MAXANT J., 1980, Variation of density with rock type, depth and formation in the
Western Canada basin from density logs. Geophysics 45 (6), p.1077-1090). Une statistique portant sur 337
déterminations de densité de calcaires montre une distribution très disymétrique (minimum 2,10 ; maximum
3,00) avec une moyenne de 2,63 et un mode à 2,69.

calculer pour les régions Chartreuse, Vercors et Lias ouest étant statistiquement indiscernables.

Anomalie régionale.

L'estimation de l'anomalie dite "régionale", i.e. la part de l'anomalie de Bouguer que l'on ne désire pas interpréter, est souvent (toujours!) aussi délicate qu'arbitraire ¹². Ici nous appellerons anomalie régionale l'anomalie dont l'origine n'est pas liée à l'épaisseur d'alluvions quaternaires. A grande échelle l'anomalie de Bouguer nous est donnée par les mesures de Coron & alii ¹³ (figure 14). Dans la région faisant l'objet de la présente étude, l'anomalie de Bouguer varierait de quinze à vingt milligals d'une extrémité à l'autre du domaine étudié. Cette régionale colossale ne peut être négligée et doit être déterminée avec le plus grand soin.

Cette anomalie doit pouvoir raisonnablement être déduite de l'anomalie de Bouguer observée aux stations situées sur les formations mésozoïques, stations qui nous ont déjà servi à estimer la densité du relief (figure 15). Sur la figure 16 l'anomalie de Bouguer déduite des stations Coron & alii est représentée en rouge (courbes tous les milligals soit 10 dixièmes de milligals), celle déduite de nos mesures en bleu (courbes également tracées tous les milligals soit 100 centièmes) ¹⁴.

¹² Robert NEUMANN, page 616 du *Traité de Géophysique interne* (J. Coulomb & G. Jobert éditeurs, Masson, Paris 1973) écrit "Finalement l'anomalie régionale est ce que le prospecteur a voulu qu'elle soit en fonction du problème posé" et pour Jacques SCHOEFFLER (*Gravimétrie appliquée*, Technip, Paris 1975, page 148) "La régionale est ce qu'il faut enlever à la Bouguer pour que ce qu'il en reste ressemble à une structure".

¹³ Suzanne CORON, 1964, *Mesures de pesanteur dans les Alpes Françaises*. Opuscule inédit du Bureau Gravimétrique international de l'A.I.G. compilant toutes les mesures réalisées avant 1964 par P. LEJAY (1943), R. BOLLO (1948), J. MARTIN (1954), S. CORON (1954) et, pour les régions de Digne (1953) et de Nice (1956), le B.R.G.M.

¹⁴ Les données de Coron & alii donnent la valeur absolue de l'anomalie de Bouguer alors que nos valeurs d'anomalie ne sont que relatives. La relation permettant de convertir approximativement nos valeurs d'anomalies en anomalies de Bouguer absolues est :

$$\text{anomalie de Bouguer (milligals)} = (\text{anomalie selon ce travail} / 100) - 95 \text{ milligals}$$

Sur la figure 16 la courbe 1000 correspond à une anomalie de Bouguer de l'ordre de -85 milligals, la courbe 2000 à une anomalie de - 75 milligals.

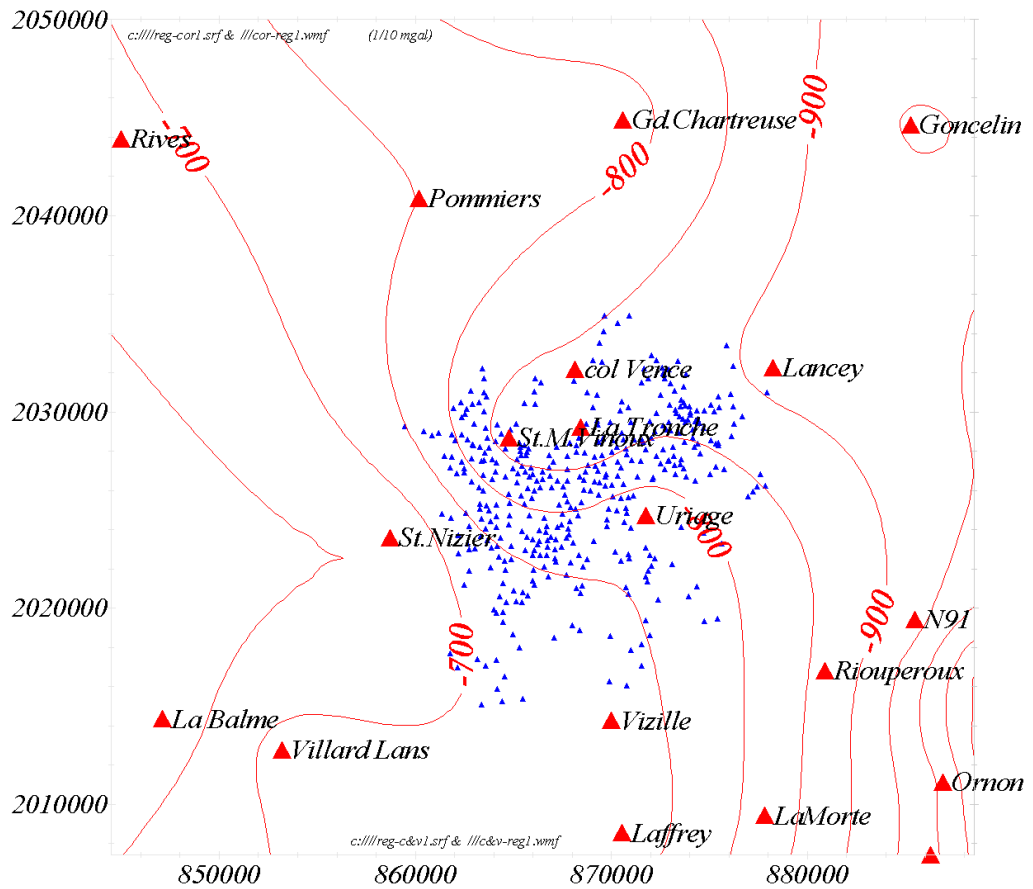


Figure n° 14 : Anomalie de Bouguer dans la région grenobloise selon la carte gravimétrique de la France au 1/1.000.000. Triangles rouges : stations gravimétriques de S. Coron & alli. Anomalies exprimées en dixièmes de milligal. En bleu les stations de la présente étude.

Les résultats de Suzanne Coron et de Michel Vallon sont parfaitement incompatibles (isogals orthogonaux). La densité des mesures des campagnes de Coron & alii est manifestement insuffisante pour estimer l'anomalie régionale sur le domaine étudié ici.

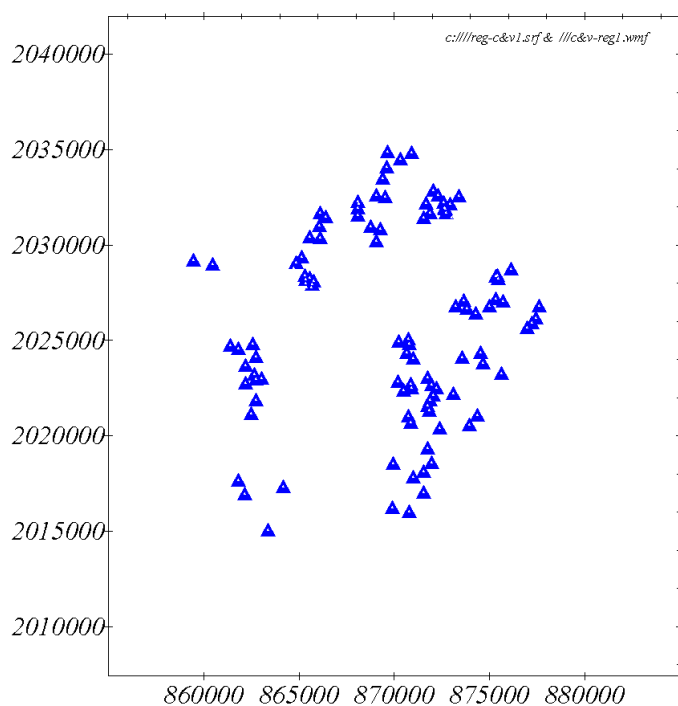


Figure n° 15 : Carte des stations gravimétriques implantées sur les formations mésozoïques entourant la plaine du Graisivaudan.

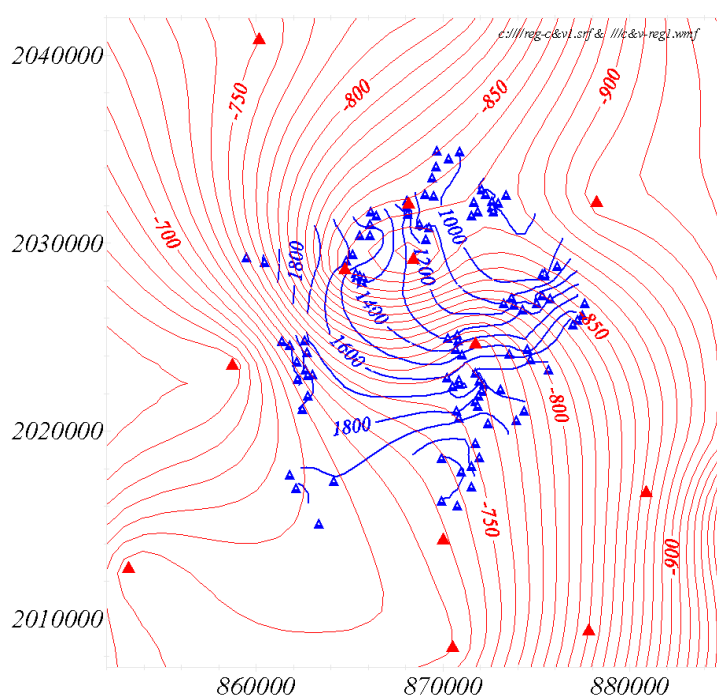


Figure n° 16 : Anomalie régionale selon les mesures de S. Coron (en rouge : anomalie, absolue, en dixièmes de milligals) et cette étude (en bleu : anomalie, relative, en centièmes de milligals). Courbes tous les milligals pour les deux études.

On peut par contre tenter de déduire celle-ci de nos mesures réalisées sur les formations mésozoïques. La valeur de l'anomalie de Bouguer interpolée entre les stations des contreforts de la Chartreuse, du Vercors et de Belledonne sur la région qui nous intéresse, la plaine alluviale, dépend de la méthode d'interpolation utilisée ainsi que de la densité adoptée pour réduire les mesures brutes de ces stations. Pour une même méthode d'interpolation (krigeage avec les mêmes paramètres : variogramme linéaire et isotrope, absence de lissage par exemple) l'anomalie dépend de la densité utilisée pour tenir compte de l'influence du relief (figure 17). Une variation de 15% de la densité utilisée pour tenir compte de l'influence du relief donne des cartes sensiblement différentes. Mais, pour une plage de variation de densité bien supérieure à l'incertitude que nous avons sur celle-ci, les résultats sont quasi identiques (figure 18). Une variation de densité du relief de 0,1 entraîne une variation de la régionale interpolée de moins de 0,5 milligals. L'incertitude sur la densité du relief étant plutôt de l'ordre de 0,02 l'incertitude sur la régionale est tout à fait acceptable (environ $\pm 0,1$ milligal).

L'estimation de la régionale est par contre beaucoup plus sensible à la méthode d'interpolation utilisée. La figure 19 montre les anomalies régionales obtenues à l'aide de trois méthodes : ajustement, au sens des moindres carrés, d'une surface cubique, interpolation avec une fonction multiquadratique, interpolation par krigeage avec variogramme linéaire. Les deux méthodes d'interpolation donnent des résultats très proches sur le relief (écart $< 0,5$ milligal)¹⁵. Au niveau de la plaine les différences restent modestes, moins de 1 milligal à l'amont de Grenoble, moins de 0,5 milligal ailleurs. Ce bon accord, loin des points entre lesquels on interpole, était moins prévisible. L'ajustement au sens des moindres carrés est, comme il se doit, fort différent des interpolations dans les zones où la densité des points est grande, par contre, dans la plaine, il propose une anomalie régionale assez voisine de celles des deux autres méthodes (écart maximum de l'ordre de 2 milligals dans le Graisivaudan, moins de 1 milligal dans la cuvette de Grenoble et la cluse de l'Isère. Pour l'estimation de l'anomalie régionale nous avons adopté la solution du krigeage avec variogramme linéaire qui respecte mieux les valeurs de l'anomalie de Bouguer observées aux stations de la plaine proches des

15 C'est bien le moins que l'on pouvait attendre d'elles!

bords de la vallée, la surface cubique donnant, pour les stations situées à

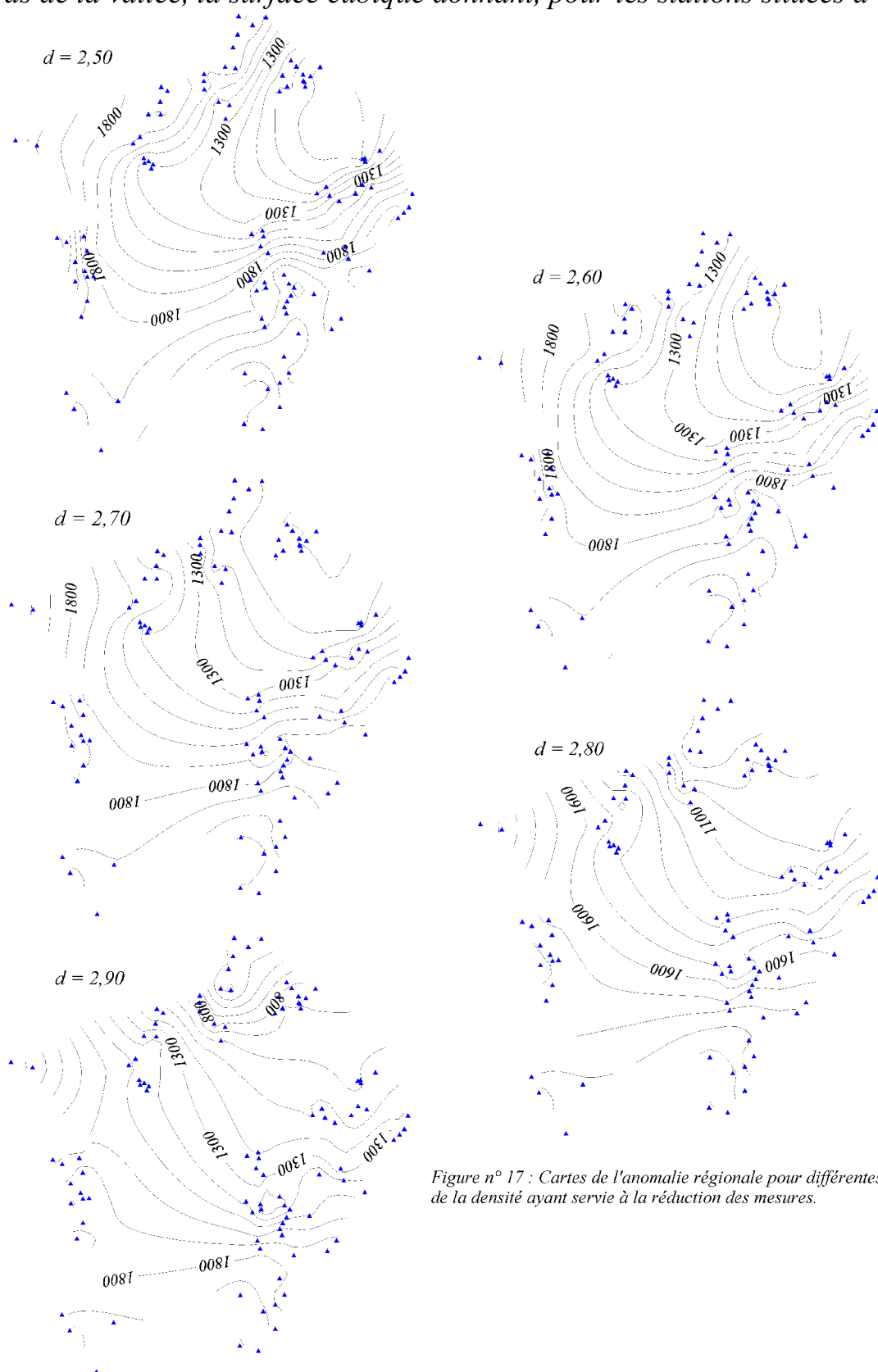


Figure n° 17 : Cartes de l'anomalie régionale pour différentes valeurs de la densité ayant servi à la réduction des mesures.

moins de 500 m des bords de la vallée, des anomalies résiduelles quelque peu aberrantes.

L'amplitude de l'anomalie régionale dans la région étudiée étant de l'ordre de 10 milligals, son estimation est donc, pour plus de 80% de l'amplitude, indépendante de la méthode d'estimation utilisée. Mais cela ne signifie nullement que les interpolations précédentes, résultats de

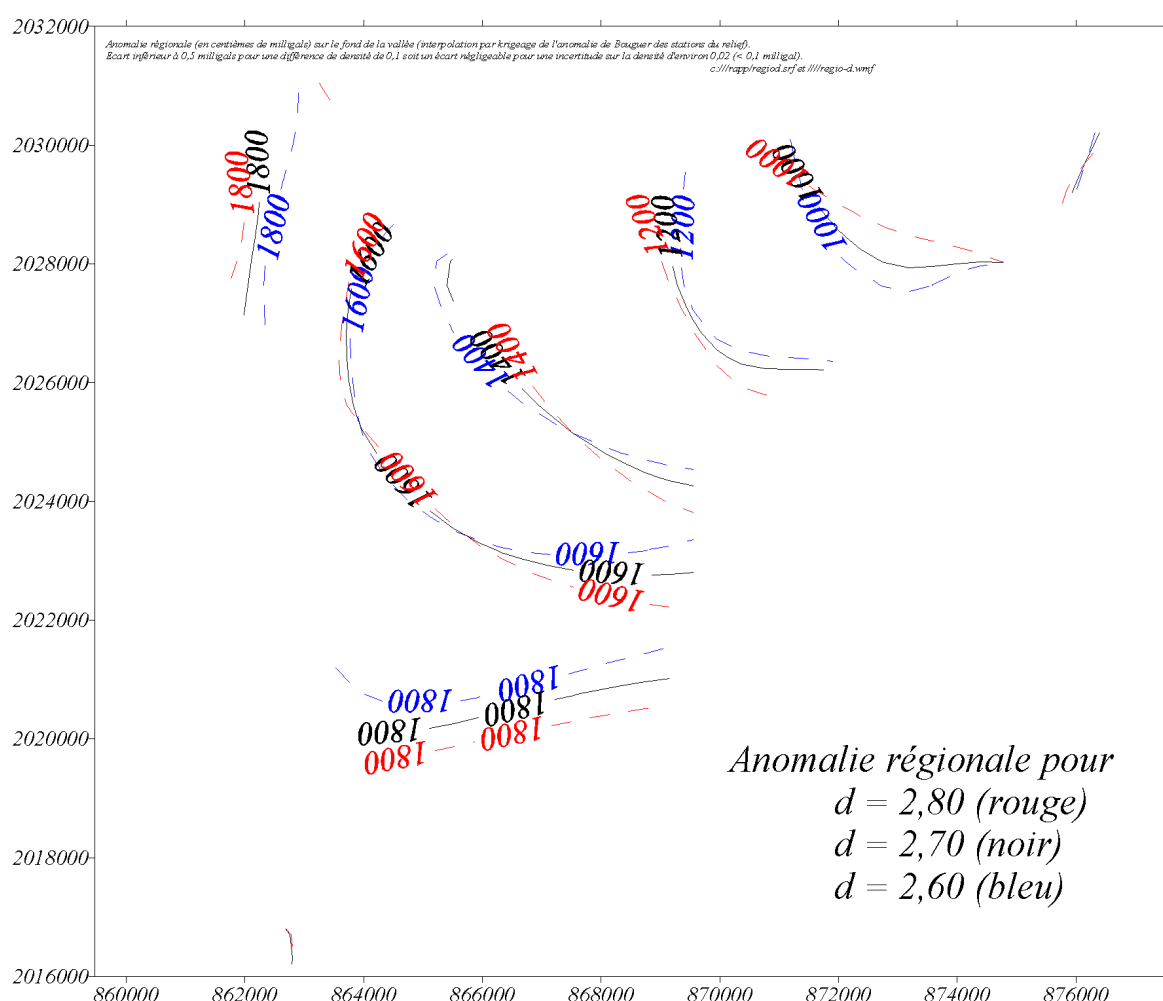


Figure n° 18 : Anomalie régionale (en centièmes de milligals) sur le fond de la vallée (interpolation par krigeage de l'anomalie de Bouguer des stations du relief). L'écart est inférieur à 0,5 milligal pour une différence de densité de 0,1 soit un écart négligeable (< 0,1 milligal) pour une incertitude sur la densité qui est, en réalité, au maximum, d'environ 0,02.

manipulations purement mathématiques, donnent une image fidèle de l'influence gravimétrique des structures géologiques cachées sous les alluvions quaternaires et que la contribution de ces structures à l'anomalie observée nous soit effectivement connue à plus ou moins un ou deux milligals.

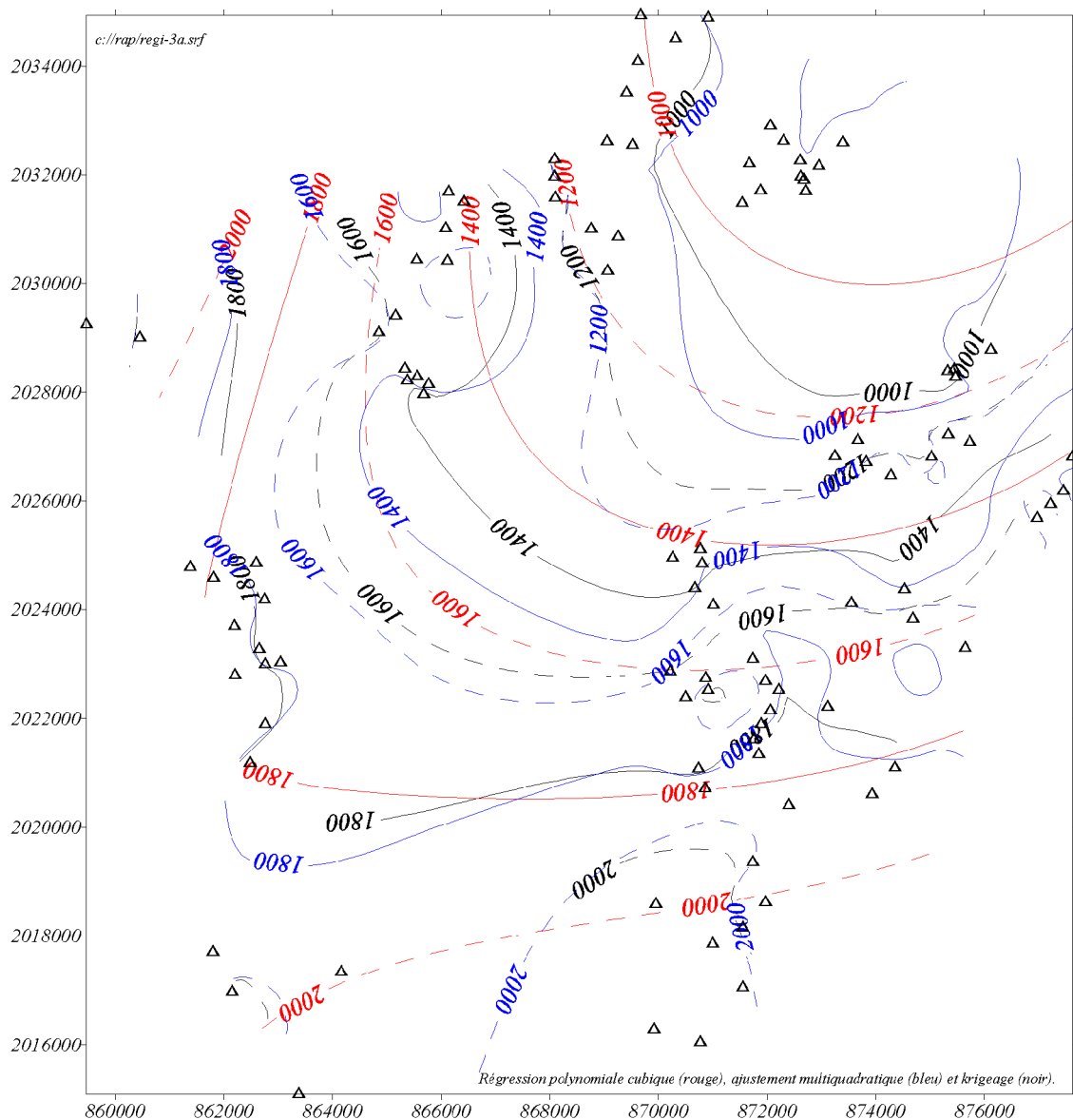


Figure n° 19 : Anomalie régionale selon différentes méthode d'interpolation : régression polynomiale cubique (rouge), ajustement multiquadratique (bleu) et krigeage (noir).

Anomalie de Bouguer attribuable au remplissage alluvial.

L'anomalie de Bouguer attribuable au remplissage alluvial correspondant à l'anomalie régionale définie plus haut¹⁶ est reproduite figure 20. Compte tenu de la méthode utilisée pour définir l'anomalie régionale, l'anomalie résiduelle est quasi nulle en dehors de la vallée (de - 0,25 à + 0,25 milligal) ; à la limite des affleurements jurassiques, pour une épaisseur quasi nulle de Quaternaire, l'anomalie créée par le déficit de masse du remplissage alluvial est de l'ordre de - 1 à - 2 milligals selon les régions (i.e. proximité de grandes épaisseurs).

¹⁶ Interpolation, par krigeage, sur le domaine de la plaine alluviale, de l'anomalie de Bouguer (définie pour un relief dont la densité serait 2,70 dans un rayon de 70 km) observée aux stations gravimétriques situées sur les formations mésozoïques. Toutes ces stations ne sont pas situées sur des affleurements du jurassique mais, dans tous les cas, éboulis ou dépôts morainiques ne dépassant guère quelques dizaines de mètres d'épaisseur ne peuvent être responsables que d'une anomalie négligeable (quelques dixièmes de milligals). Aucune des stations servant à définir l'anomalie régionale n'est située sur un des grands cône de déjection (Manival, Vence, Bessay...) ni, bien évidemment, sur les formations quaternaires du plateau de Champagnier.

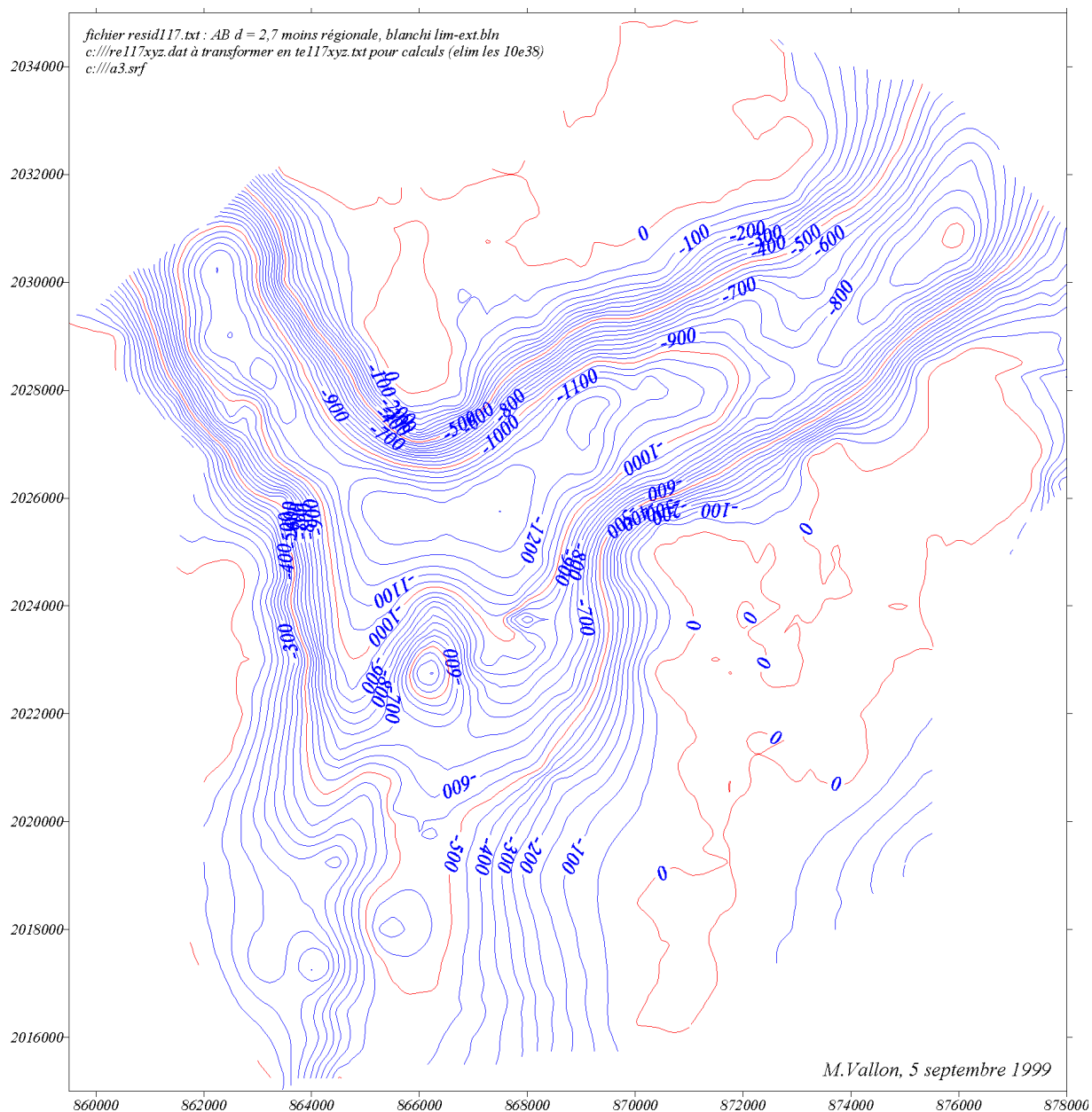


Figure n° 20 : Anomalie résiduelle (en centièmes de milligals). Courbes tous les 0,5 milligal ; les isogals 0, -5 et -10 milligals sont en rouge

“Inversion” de l’anomalie de Bouguer résiduelle : épaisseur des sédiments lacustres et fluviatiles

Une véritable inversion de l’anomalie résiduelle nécessiterait que la figure 20 soit basée sur une infinité de mesures (débordant largement les limites de la région sur laquelle on désire connaître les résultats de l’inversion) à la fois infiniment proches les unes des autres et infiniment précises ¹⁷. Ne disposant que d’un nombre limité d’observations (419) dont la précision est somme toute médiocre, de l’ordre de quelques pour-cent ¹⁸. Une inversion s.s. est donc, comme c’est pratiquement toujours le cas en gravimétrie, impossible. Il nous est néanmoins possible de déduire des anomalies du champ de pesanteur une image du paléorelief masqué par le remplissage lacustre et fluviatil. Il nous faut pour ce faire estimer le contraste de densité remplissage quaternaire - substratum (supposé être mésozoïque). Dans l’hypothèse où le substratum de la vallée est constitué de roches d’âge jurassique (cf. la coupe transversale de la vallée de l’Isère de la carte géologique au 1/50.000 ¹⁹) la densité du substratum serait $2,69 \pm 0,02$ (cf. supra).

Pour ce qui concerne les dépôts quaternaires nous avons réalisé deux séries de mesures gravimétriques souterraines ²⁰, l’une dans le centre de Grenoble, l’autre sur le Domaine Universitaire de Saint Martin d’Hères nous permettant d’estimer que la densité moyenne des six premiers mètres du remplissage est de l’ordre de $2,14 \pm 0,03$.

Le contraste de densité serait donc $0,55 \pm 0,05$. Comme il est probable que la densité des dépôts quaternaires augmente avec la profondeur nous

¹⁷ Voir par exemple : SMITH, R.A., 1961, A uniqueness theorem concerning gravity fields. Cambridge Phil. Soc. Proc. 57, p. 865-870.

¹⁸ Au mieux $\pm 0,2$ à $0,3$ milligal compte tenu des incertitudes affectant tant les mesures que leur réduction soit 2 à 3% d’une anomalie dont l’amplitude est de l’ordre de 10 milligals.

¹⁹ Feuille DOMENE par J. Debemas, J.-Cl. Barféty, P. Bintz, P. Bordet et M. Gidon, publiée par le B.R.G.M. en 1969.

²⁰ Le lecteur peu familier des techniques gravimétriques peut consulter sur ce point : Sigmund HAMMER, 1950. Density determination by underground gravity measurements. Geophysics, 15 (4), p. 637-652.

adopterons un contraste de densité de 0,50 pour les besoins de la modélisation²¹.

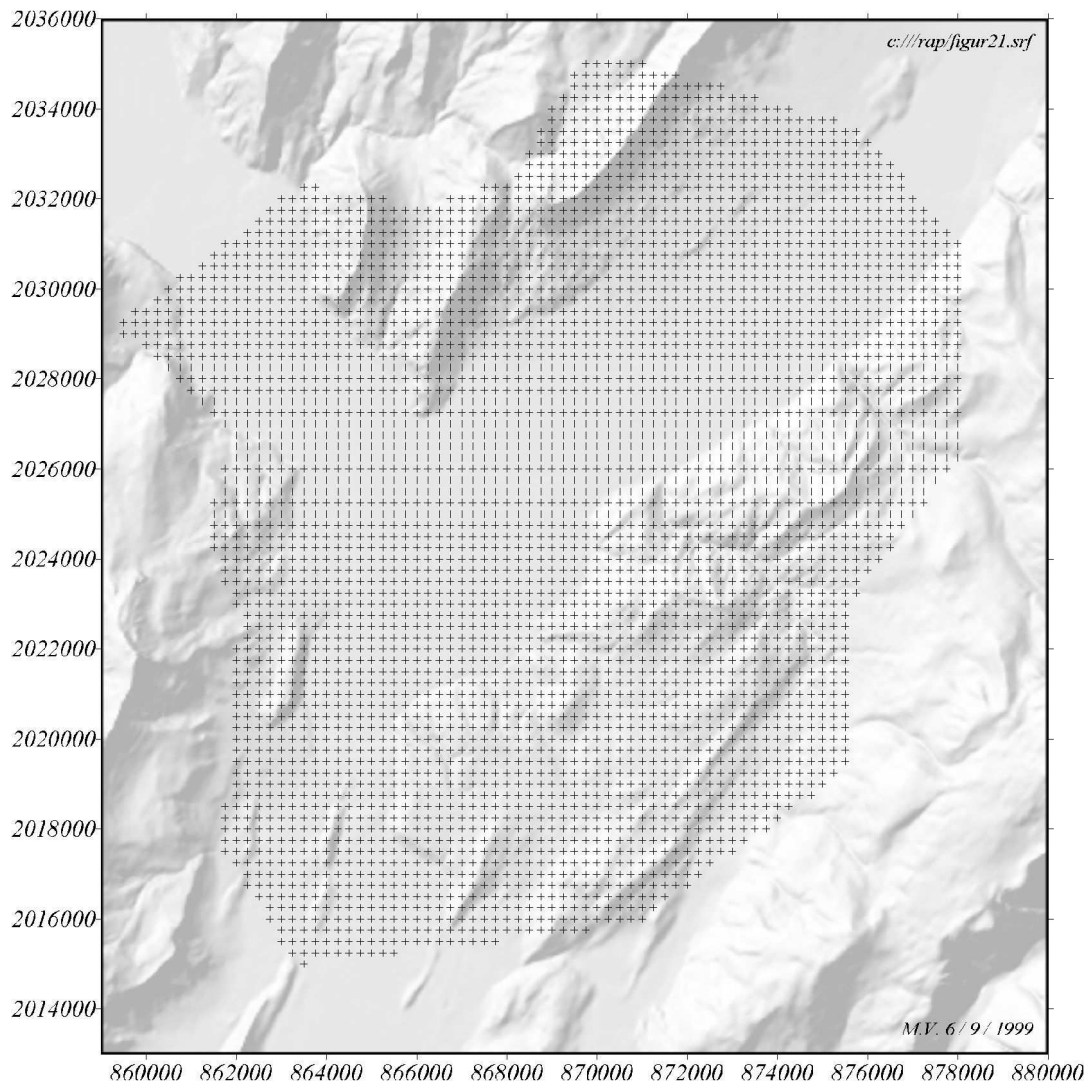


Figure n° 21 : Grille sur laquelle est réalisée l'inversion de l'anomalie résiduelle (3.721 nœuds, pas de 250 m en x et y)

Les calculs ont été réalisés pour le domaine représenté figure 21, discrétisé au pas de 250 m en x et y (3.721 noeuds). Le modèle initial

²¹ Soit une densité des alluvions passant de 2,14 à 2,24 entre 0 et 400 à 800 m de profondeur. Rappelons que Josef Maxant (MAXANT J., 1980, Variation of density with rock type, depth and formation in the Western Canada basin from density logs. Geophysics 45 (6), p.1077-1090) observe un gradient de 0,10 à 0,15 g . cm⁻³ . km⁻¹ dans les grès et les schistes.

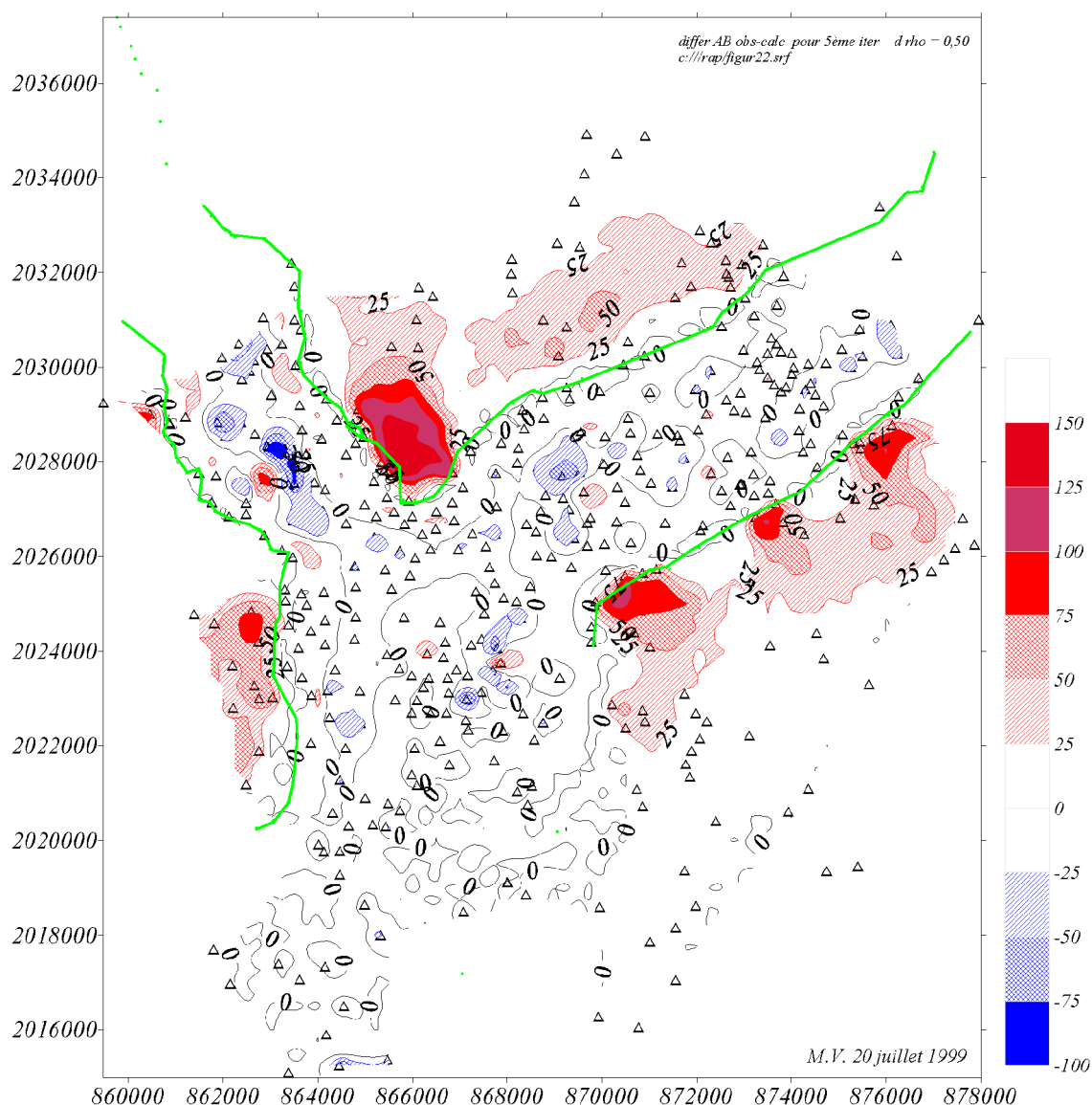


Figure n° 22 : Ecart (en centièmes de milligals) entre anomalie résiduelle et champ gravitationnel du modèle n°5 (contraste de densité de 0,50). Les différences sont surtout importantes en dehors de la vallée, sur le relief, dans les zones où l'on s'interdit de faire varier l'épaisseur de terrains quaternaires. L'histogramme de ces écarts est reproduit figure n° 23. La limite apparente des terrains mésozoïques est en vert ; au sud de la carte les limites des collines liasiques bordant le plateau de Champagnier ainsi que celles des barres de Jurassique supérieur qui pointent dans les vallées de la Gresse et du Drac ne sont pas indiquées.

d'épaisseurs est obtenu en convertissant l'anomalie résiduelle de la figure 20 en épaisseur selon la relation :

$$\text{épaisseur de sédiment} = \text{anomalie résiduelle} / (2 \cdot \pi \cdot \Gamma \cdot d\sigma)$$

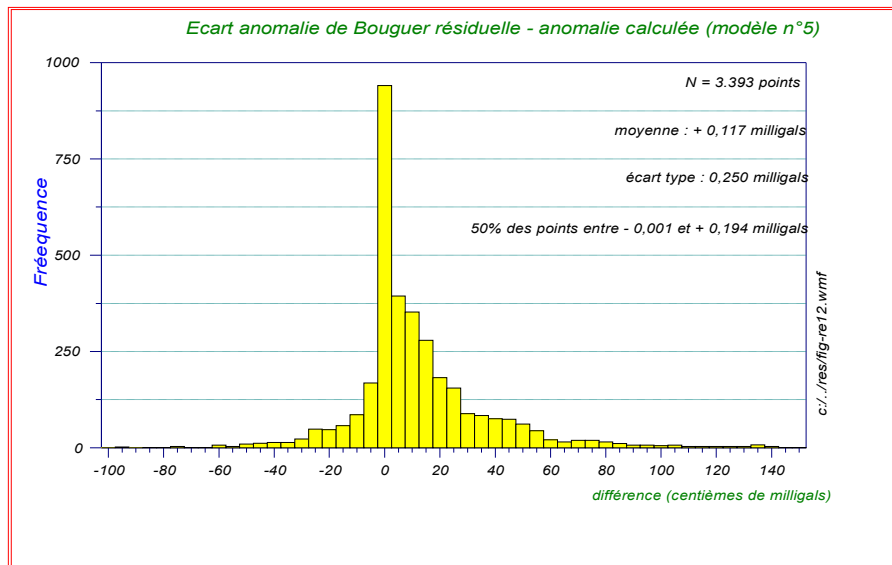


Figure n° 23 : Histogramme des écarts entre anomalie résiduelle et champ gravitationnel du modèle n°5. La distribution très dissymétrique traduit la médiocrité de notre modèle d'anomalie régionale pour les régions des collines situées à proximité immédiate de la plaine alluviale. L'anomalie régionale est en effet estimée en considérant que le remplissage alluvial n'a aucun effet gravimétrique en dehors de la plaine. C'est bien évidemment faux, l'anomalie due au défaut de masse de la plaine est de l'ordre de 0,5 à 1,5 milligals pour les stations des collines situées au voisinage immédiat de la plaine. C'est cette influence qui apparaît sur la figure 22 et sur cet histogramme.

où Γ est la constante d'attraction universelle et $d\sigma$ le contraste de densité (modèle 1D). Pour chacun des 3.721 noeuds l'attraction gravitationnelle correspondant à la masse ainsi définie est calculée, comparée à l'anomalie résiduelle observée, puis, les épaisseurs ayant été modifiées en conséquence le champ gravitationnel du nouveau modèle est calculé. Nous avons stoppé le processus d'itération au sixième pas car la différence entre l'effet gravitationnel du sixième modèle et l'anomalie résiduelle était inférieur à la précision des mesures (écart de moins de 0,25 milligal sur 80% du domaine, les différences apparaissant essentiellement à l'extérieur de la vallée (cf. figures 22 & 23). Dans la plaine alluviale (1.747 noeuds de la grille de 250 m x 250 m, figures 24 & 25) l'écart est de moins de 0,34 milligal pour 95 % des noeuds. La répartition des écarts montre que les épaisseurs qui rendraient compte des observations sont probablement supérieures aux valeurs du modèle dans les régions les plus profondes du paléorelief, en particulier dans la cluse de l'Isère.

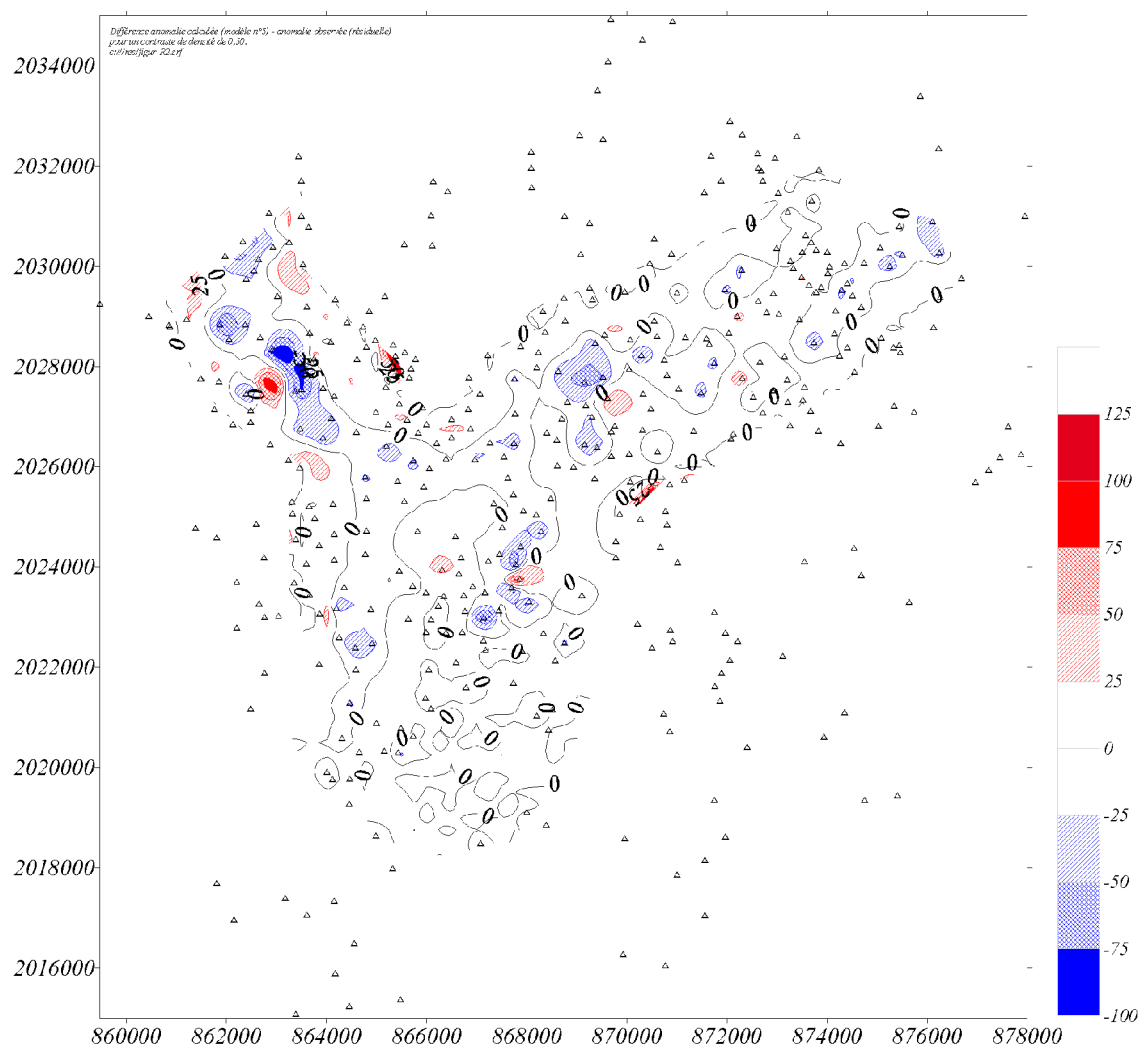


Figure n° 24 : Ecart entre anomalie résiduelle et champ gravitationnel du modèle n°5 (contraste de densité de 0,50) dans la plaine alluviale et sur le plateau de Champagnier. Les différences sont inférieures à 0,4 milligal pour 95% du domaine. Les écarts sont systématiquement négatifs pour les zones les plus profondes, en particulier dans la cluse de l'Isère. On doit donc considérer que la carte de la figure n° 26 est une carte des épaisseurs minimales. L'histogramme de ces écarts est reproduit figure n° 25.

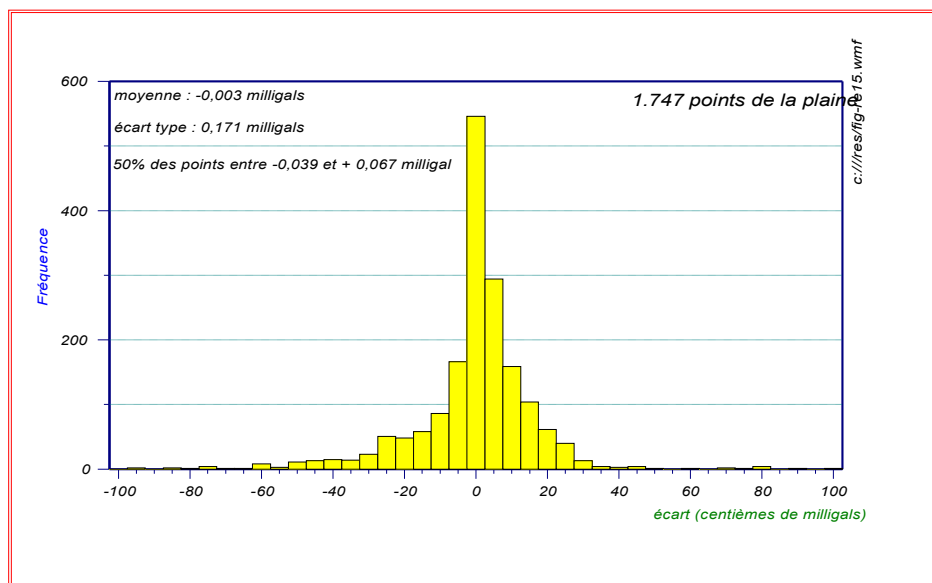


Figure n° 25 : Histogramme des écarts entre anomalie résiduelle et champ gravitationnel du modèle n° 5 pour les 1.747 noeuds situés dans la plaine alluviale. Bien que la distribution ne soit pas normale la valeur de l'écart type donne une bonne idée de la qualité du modèle retenu qui explique plus de 90% de l'anomalie résiduelle (anomalie résiduelle de 0 à -12 milligals ramenée à un "bruit" limité à l'intervalle [-0,60 ; +0,40] milligal).

La carte des épaisseurs correspondant à ce modèle est reproduite figure 26. Les épaisseurs atteignent 600 à 650 m dans le Graisivaudan, entre Domène et Montbonnot, plus de 800 m sous le Domaine Universitaire de Saint Martin d'Hères ainsi que sous le centre de Grenoble, quelque 900 m dans la cluse de l'Isère à proximité de l'Institut Laue-Langevin.

Nous reproduisons figure 27 la carte des isopaches dans la cluse de l'Isère à proximité de l'I.L.L. et figures 28 et 29 celle de la plaine Domène-Montbonnot-Meylan-Gières. Sur la figure n° 29 sont représentées 4 lignes de sismique réflexion que nous avons réalisées il y a quelques années. La profondeur du miroir qui montre le plus de "caractère", miroir que nous pensons représenter le substratum secondaire, est indiquée pour les différentes lignes. L'accord entre sismique réflexion et gravimétrie est assez satisfaisant, tant pour ce qui concerne les épaisseurs que le pendage. On peut donc penser que, du moins pour cette région, anomalie régionale et contraste moyen de densité sont convenablement estimés. Ceci ne permet néanmoins pas d'affirmer que l'accord serait aussi bon au centre de l'Y grenoblois ou dans la cluse de l'Isère.

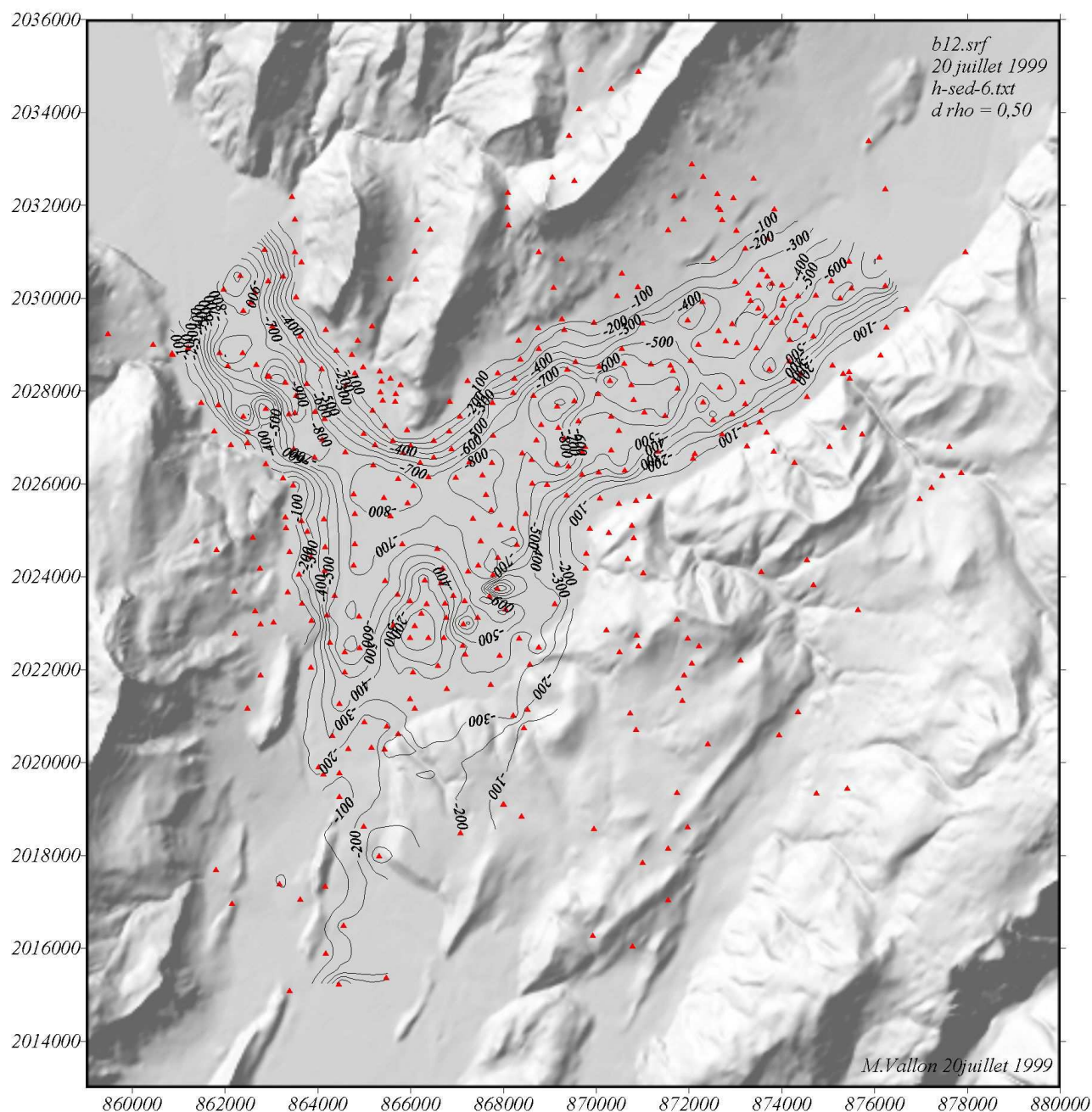


Figure n° 26 : Isopaches des sédiments quaternaires (modèle n°6, contraste de densité de 0,50). Stations gravimétriques (triangles) et courbes d'égale profondeur du substratum antéquaternaire sous la surface actuelle de la plaine (altitude ~ 220 m au nord-est, ~ 200 m au nord-ouest, ~ 240 m au sud).

N.B. Le minuscule pointement rocheux apparaissant au voisinage de $x = 868.000$, $y = 2.023.750$ est certainement un artefact (anomalie basée sur une seule station gravimétrique)

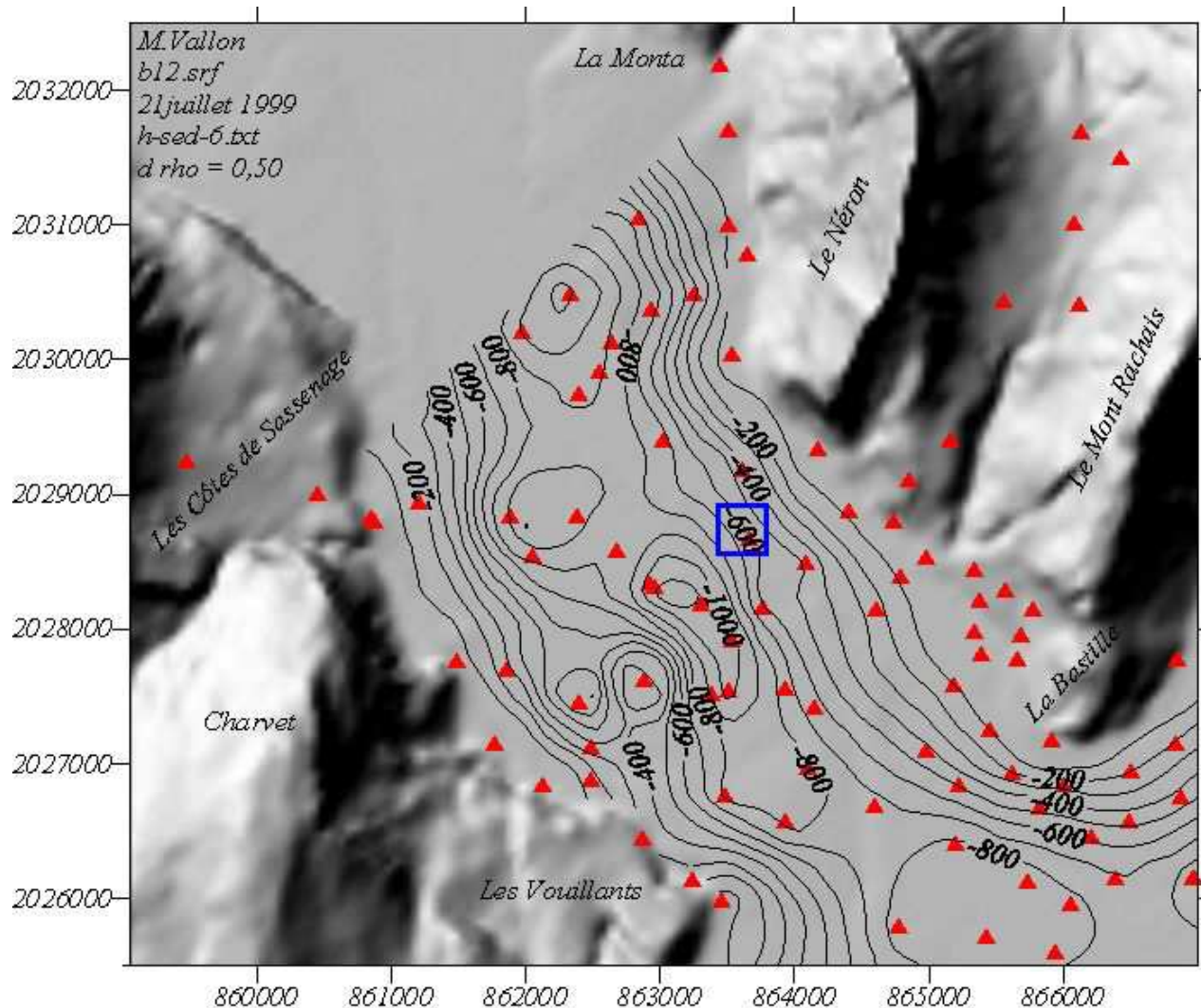


Figure n° 27 : Carte des isopaches dans la cluse de l'Isère. Le carré bleu indique l'emplacement de l'Institut Laue-Langevin. Le Quaternaire serait épais d'environ 600 m sous le réacteur et l'épaisseur atteindrait 1.000 m au voisinage de la berge gauche du Drac. La topographie tourmentée, appuyée sur seulement deux stations gravimétriques, que l'on voit vers le point de coordonnées $x = 862.500$, $y = 2.027.500$ est probablement un artéfact. En attendant confirmation éventuelle par des mesures complémentaires nous attribuons ces détails à des erreurs (incertitudes sur mesures & corrections) de signes opposés pour deux stations gravimétriques proches.

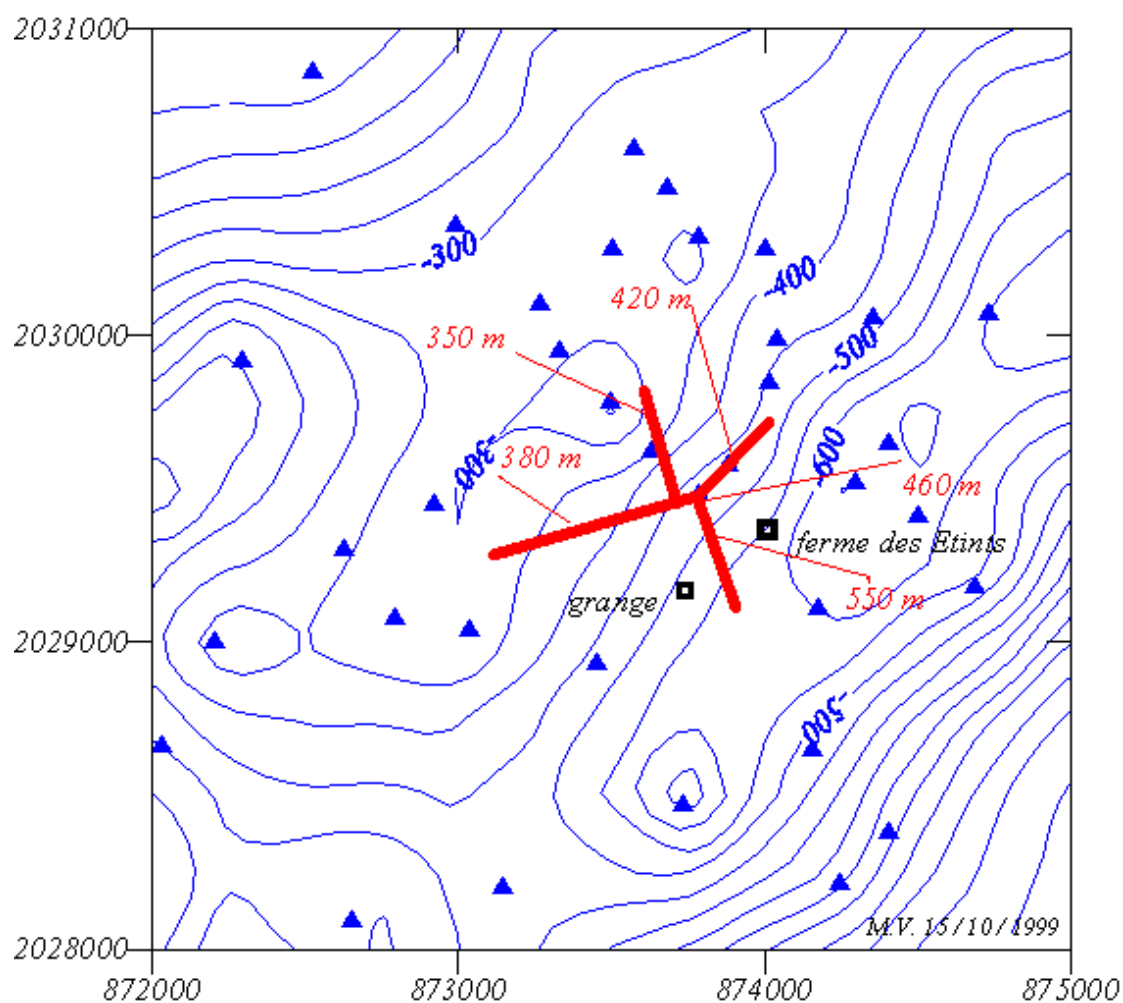


Figure n° 29 : Carte détaillée de la région où un forage est projeté, à proximité de la ferme de Etints. Stations gravimétriques et isopaches selon la gravimétrie en bleu, profils de sismique réflexion et épaisseurs que l'on peut en déduire en rouge.

Nous estimons que la vitesse moyenne des ondes réfléchies a pu être déterminée à environ 10%. L'incertitude sur les valeurs d'épaisseur déterminée par sismique serait donc d'environ 30 à 60 m. ; celle sur les résultats de la gravimétrie du même ordre de grandeur (~ 50 m).

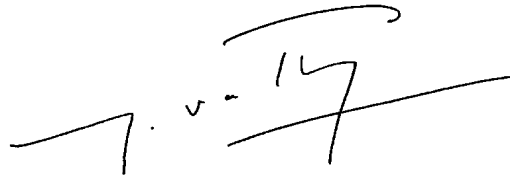
Il revient maintenant aux sismologues et aux foreurs de mettre en défaut le modèle gravimétrique présenté ici.

A Meylan le 8 novembre 1999

Michel Vallon

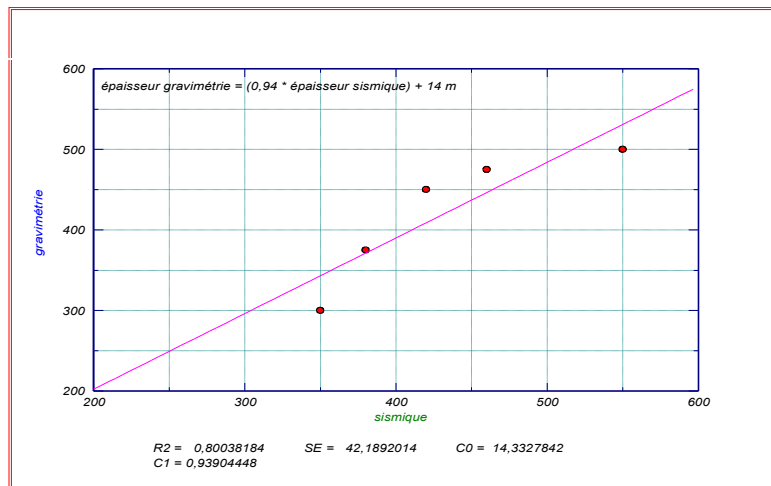
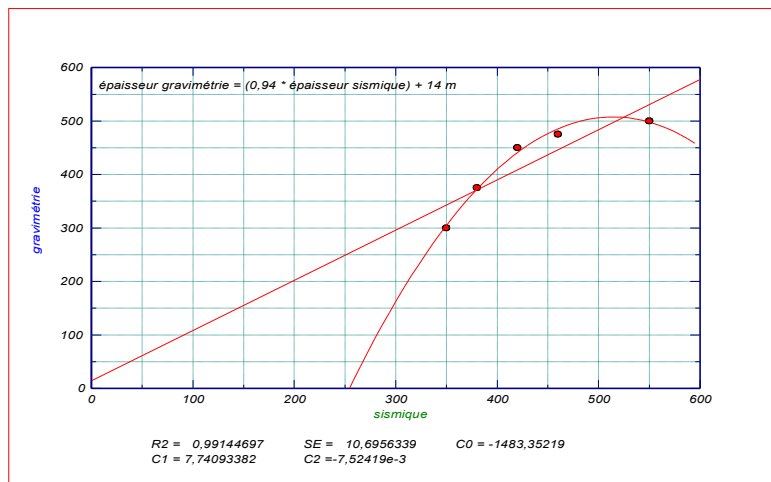
Epilogue

Le forage GMB1 réalisé par l'I.P.S.N. à proximité de la grange des Etins (cf. figure n° 29) a traversé 535 m de sédiments meubles avant d'atteindre le substratum de calcaires marneux du Bajocien inférieur. En ce point la carte des isopaches déduites de la prospection gravimétrique indique une épaisseur de l'ordre de 515 m (interpolation entre des stations gravimétriques situées à plus d'une centaine de mètres de la grange). L'écart modeste (20 m, i.e. $\approx 4\%$) entre estimation gravimétrique et réalité relève, bien sûr, beaucoup plus de l'« heureux hasard », voire de la « divine surprise » qu'il n'est la conséquence d'une estimation précise et rigoureuse des densités et de l'anomalie régionale. Mais cette bonne performance de la gravimétrie traduit aussi le fait que la topographie abandonnée par le glacier wurmien est assez suave à l'échelle de la centaine d'hectares et que la pente, de l'ordre de 20° sur laquelle aboutit le forage est, bien qu'assez forte, probablement très régulière à l'échelle du km^2 (notre prospection gravimétrique serait totalement aveugle devant une rugosité de l'ordre de 10 à 20% pour des longueurs d'onde du relief inférieures au km).



M. Vallon, Saint Martin d'Hères, janvier 2000

Annexe



Corrélation épaisseurs selon la sismique réflexion - épaisseur selon la gravimétrie.

L'accord entre les deux méthodes est satisfaisant, les écarts ne dépassant pas une cinquantaine de mètres soit 10 à 15 % de l'épaisseur.

La relation linéaire à grande échelle est tout à fait satisfaisante ($\rho = 0,80$) ; localement on s'attendrait à avoir plutôt une relation non linéaire (loi en distance $^{-2}$) et l'allure de la relation parabolique (en interpolation, pas en extrapolation!) ne manque pas de charme ($\rho = 0,99$).

Un surcreusement localisé d'une vingtaine de mètres de dénivelée s'étendant sur une cinquantaine d'hectares à 500 m de profondeur sera facilement « vu » en sismique réflexion ; il sera par contre très difficile à déceler par la gravimétrie. Donc, au voisinage de la ferme des Etints, il est compréhensible que la sensibilité de la gravimétrie aux variations d'épaisseur diminue.